LEÇONS
DE PÉTROGRAPHIE

JACQUES DE LAPPARENT

Professeur à l'Université de Strasbourg

LEÇONS DE PÉTROGRAPHIE

AVEC 120 FIGURES DANS LE TEXTE
ET 28 PLANCHES EN HÉLIOGRAVURE

MASSON ET Cie, ÉDITEURS
120, BOULEVARD SAINT-GERMAIN, 120, PARIS, VIe
1923

Tous droits de reproduction,
d'adaptation et de traduction
réservés pour tous pays

Copyright 1923 by Masson et Cie

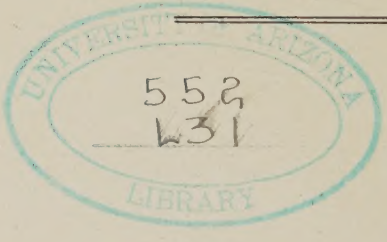


TABLE ANALYTIQUE DES MATIÈRES

Pages

AVANT-PROPOS 1

INTRODUCTION

Définition de la Pétrographie. Les diverses catégories de terrains 3

NOTIONS SOMMAIRES SUR LES MINÉRAUX

Espèce minérale et cristaux 6
La symétrie et les systèmes cristallins 8
Notions élémentaires sur la notation des faces cristallines 14
Les groupements de cristaux 18
Faciès des sections de cristaux 19

LES PROPRIÉTÉS OPTIQUES DES MINÉRAUX

Réfraction 21
Mesure des indices 23
Nature des rayons réfractés. Nicols. Ellipsoïde des indices 26
Propriétés optiques des cristaux mises en évidence par l'ellipsoïde des indices 31

ÉTUDE D'UNE LAME MINCE PLACÉE ENTRE DEUX NICOLS CROISÉS

Angles d'extinction d'une lame 33
Polarisation chromatique en lumière parallèle 34
Polarisation chromatique en lumière convergente 37
Phénomènes de polychroïsme 40
De diverses déterminations optiques faites couramment en pétrographie pour déterminer les minéraux observés en lames minces : 1) Appréciation de l'indice relatif. 2) Déterminer le sens du maximum d'absorption dans le cas de minéraux polychroïques. 3) Déterminer l'angle d'extinction d'un cristal dans une section donnée, par rapport à une direction choisie. 4) Des deux directions de vibrations d'une lame cristalline déterminer celle qui correspond soit au plus grand, soit au plus petit indice. 5) Déterminer le signe de l'allongement d'une section. 6) Dans le cas d'un biaxe reconnaître une section parallèle au plan des axes optiques. 7) Déterminer le signe d'un cristal uniaxe... 41

47355

PREMIÈRE PARTIE

LES ROCHES ÉRUPTIVES

LES MINÉRAUX DES ROCHES ÉRUPTIVES

Pages

Silicates essentiels 46

Péridots, pyroxènes, amphiboles, micas, feldspaths (procédés de détermination), feldspathoïdes, quartz.

Minéraux accessoires 72

Corindon, fer oligiste, ilménite, magnétite, zircon, apatite, tridymite, cordiérite, mélilite, sphène, tourmaline, axinite, topaze, grenats.

Minéraux de métamorphisme 75

Andalousite, sillimanite, disthène, staurotide, idocrase, wernérites, wollastonite, épidote, zoïsite, kaolinite.

GÉNÉRALITÉS SUR LES ROCHES ÉRUPTIVES

De la définition et de la classification des roches éruptives 79

Composition réelle et composition virtuelle des roches. Les types hétéromorphes 82

Calcul des éléments virtuels des roches 84

Des divers modes de gisement des roches éruptives 89

De la texture des roches éruptives 92

LES FAMILLES DES ROCHES ÉRUPTIVES

Premier Groupe

La famille des peridotites, pyroxénolithes et hornblendites .... 99 à 109

Généralités 94

Roches de massifs ..... 94 à 107

Dunites, harzburgites, wehrlites, lherzolites, péridotites à hornblendes, cortlandites, bronzitites, diallagites, diopsidites, koswite, ariégites, hornblendites 94

Altérations. Relations de ces roches entre elles et avec les terrains encaissants 98

Les métaux utiles des roches de la famille des péridotites : chrome, nickel, platine 102

Les Météorites. Remarques sur l'origine des péridotites 104

Roches de filons 108

Types divers. Issite 108

Pages

Roches volcaniques ..... 108 à 109

Augitites, picrites, kimberlites 108

LA FAMILLE DES GABBROS ET DIORITES ..... 110 à 134

Généralités 110

Roches de massifs ..... 110 à 124

Les gabbros : gabbro à olivine, norite, euphotide, troctolite, diorite orbiculaire de Corse, plagioclasites. Transformations minéralogiques dans les gabbros 111

Les diorites 115

Du gisement et de l'origine des gabbros et diorites : cas du gabbro du Pallet ; digestion et différenciation ; importance relative des gabbros et des diorites ; quelques types de gabbros et diorites 117

Les oxydes métalliques et les sulfures unis aux roches de la famille des gabbros et diorites 122

Roches de filons et de petits massifs ..... 124 à 126

Microgabbros, ophites, diabases, roches vertes, diabases à quartz, microdiorites, porphyrites, kersantites 124

Roches volcaniques ..... 126 à 133

Andésites noires, andésites grises, basaltes, hyalobasaltes, tachylites, vérite, variolite 126

De la nature des altérations des roches de la famille de gabbros et diorites 133

LA FAMILLE DES DIORITES QUARTZIFÈRES ..... 135 à 139

Généralités 135

Roches de massifs et de filons ..... 135 à 138

Tonalite, monzonites quartzifères, granodiorites, esterellite, microdiorite et micro-monzonite quartzifère 135

Roches volcaniques ..... 138 à 139

Dacites 138

LA FAMILLE DES GRANITES ..... 140 à 176

Généralités 140

Roches de massifs ..... 140 à 159

Granite, granite porphyroïde, rapakivi, granite pegmatoïde 140

Les principales variétés de granites : granite à biotite, à cordiérite, à muscovite, granulite, greisen, luxullianite, granite à hornblende ; granite à riébeckite, à arfvedsonite, à ægyrine ; granite à diopside, à hypersthène, série de la charnockite 142

Conditions de gisement ; phénomènes de contact et variation de composition de massifs granitiques : schistes tachetés, noduleux, micacés ; cornéennes, schistes feldspathisés, leptynolites, grenatites ; métamorphisme exomorphe ; endomorphisme 146

Des filons aplitiques et de certaines formes de bordure des granites : Aplites, pegmatites. Notion de la fumerolle des granites 156

De l'origine des massifs granitiques 157

Pages

Roches de filons ..... 159 à 166

Variété des microgranites : microgranites à biotite, à muscovite, à riébeckite, à ægyrine ; païsanites, grorudites, fasibitikite, eurite, elvan. 161

Phénomènes de contact et origine des microgranites..... 165

Roches volcaniques..... 167 à 172

Rhyolites, pyromérides, pechsteins, perlites, obsidiennes, ponces ; liparites, névadites, pantellérites, comendites, argilolites, argilophyres 167

Gisement des rhyolites 171

De l'altération et des transformations des roches de la famille des granites 172

Désagrégation, arène, altération en profondeur, séricitisation, protogine, mylonite.

Deuxième Groupe

Les familles des monzonites et des syénites..... 177 à 198

Généralités..... 177

Roches de massifs ..... 178 à 185

Monzonites 178

Syénites : syénites communes, syénites alcalines, laurvikite, pulaskite, nordmarkite, shonkinite, syénites à corindon 178

Gisement et phénomènes de contact des monzonites et syénites..... 181

Roches de filons..... 185 à 188

Microsyénites, micromonzonites, minettes, vogésites 185

Roches volcaniques ..... 189 à 198

Trachyandésites : latites. Trachytes : dômites, toscanite, kényite, albitophyres, orthophyres 190

Enclaves des trachyandésites et des trachytes ; microtinites, sanidinites 195

Caractères chimiques des trachyandésites et des trachytes..... 195

Gisement des trachyandésites et des trachytes 197

Troisième Groupe

La famille des syénites néphéliniques..... 199 à 217

Généralités..... 199

Roches de massifs ..... 201 à 209

Syénites à ægyrine, à arfvedsonite, à villiaumite, à augite, à barkévicite, lujaurite, mariupolite, laurdalite ; monzonites néphéliniques ; syénites à lépidomélane, à cancrinite ; miascite ; syénites à haüyne, monzonites à noséane..... 201

Gisement des syénites néphéliniques 206

Altération des syénites néphéliniques..... 209

Pages

Roches de filons ..... 210 à 211

Microsyénites néphéliniques, porphyre à liebénérite, tinguaite, microsyénites à pseudoleucites, borolanite 210

Roches volcaniques ..... 211 à 217

Trachytes phonolitiques, phonolites, phonolites leucitiques 211

Gisement des roches volcaniques de la famille des syénites néphéliniques 215

LES FAMILLES DES THÉRALITES ET DES IJOLITES ..... 218 à 240

Généralités. Définition du faciès essexitique 218

Famille des théralites ..... 220 à 228

Types de massifs : Théralites, théralites à faciès essexitique, bérondrites, plagioclasites néphéliniques, plagioclasites néphéliniques à corindon 220

Types de filons : Camptonites, monchiquites, teschénites 223

Types volcaniques : Téphrites leucitiques, néphéliniques ; andésites à haüyne, téphrites leucitiques ou néphéliniques à haüyne ; basanites ; trachyandésites leucitiques, néphéliniques, à haüyne ; sommaïtes ... 224

Famille des ijolites ..... 228 à 238

Types de massifs : Urtite, ijolite, melteigite, jacupirangite. Gisement des ijolites 228

Types de filons : Alnoïtes, békinkinite, fasinite 232

Types volcaniques : Leucitites, néphélinites, haüynophyres, basaltes mélilitiques, limburgites ; leucitites grenues, missourite 233

Remarques sur les conditions de gisement des roches de massifs feldpathoïdiques 238

DES PROBLÈMES QUE POSE L'ÉTUDE DES ROCHES ÉRUPTIVES 241

DEUXIÈME PARTIE

LES SÉDIMENTS

LES ÉLÉMENTS CONSTITUTIFS DES SÉDIMENTS

LES ÉLÉMENTS MINÉRAUX ..... 251 à 256

Silice, carbonates, éléments silico-alumineux, phosphates, chlorures, sulfates, minéraux accessoires.

LES MATÉRIAUX ORGANIQUES ..... 257 à 289

Organismes siliceux 258

Diatomées, radiolaires, spicules d'éponges.

Organismes calcaires et magnésiens 262

Flagellates, mélobésiées, characées, siphonées, foraminifères, coelen-

Pages

térés, échinodermes, crustacés, bryozoaires, brachiopodes calcaires, mollusques.

Organismes phosphatés 284

Débris de vertébrés ; brachiopodes phosphatés.

Organismes sans constituant minéral caractéristique..... 285

Algues, algues perforantes, algues enveloppantes, Girvanelles.

DESCRIPTION DES SÉDIMENTS

Sédiments siliceux ..... 290 à 327

Sédiments quartziques 290

Grès, grès des Vosges : conglomérats du grès des Vosges ; notion de quartzite ; problèmes que pose le grès des Vosges, 290. Grès et poudingues du Trias pyrénéen, 294. Grès et quartzites divers. Arkose ; grès feldspathiques ; grès micacés ; psammites, 295. Sables et grès tertiaires du Bassin de Paris et du Jurassique du Boulonnais, 296. Classification générale des grès et quartzites, 303. Grauwackes et grès de types particuliers, 304. Dépôts meubles quartziques : sables kaoliniques ; sables des dunes ; loess, 307.

Roches siliceuses caractérisées par les spicules 310

Grès à spicules et gaizes : gaizes cénomaniennes et oxfordiennes du Bassin de Paris. Problèmes que posent les gaizes, 310. Roches siliceuses diverses à spicules d'éponges, 312.

Sédiments siliceux caractérisés par les radiolaires 313

Terres à radiolaires et phtanites, 313. Phtanites à radiolaires de divers gisements, 318. Problèmes que posent les roches siliceuses à radiolaires, 320.

Sédiments siliceux caractérisés par les diatomées 324

Terres à diatomées du « Monterey group » (Californie). Tripolis et terres d'infusoires de Sicile et de l'Afrique du Nord ; tripolis d'Ardèche et du Plateau central français.

Sédiments carbonatés ..... 328 à 395

Définition 328

De la texture des calcaires 328

Les calcaires définis en tant que calcaires purs..... 331

Calcaires grenus cristallins : marbres statuaires ; calcaires oligocènes d'Alsace 331

Calcaires granuleux : types divers ; calcaires lithographiques 332

Calcaires oolithiques : calcaires oolithiques du Jurassique moyen, du Calcaire carbonifère 333

Des problèmes posés par l'étude des calcaires grenus cristallins, granuleux et oolithiques 337

Calcaires graveleux : types des faciès urgoniens et du Crétacé supérieur des Alpes et des Pyrénées 339

Pages

Calcaires coquillers : variété des types ; lumachelles ; faciès du Muschelkak, faciès du Calcaire carbonifère ; calcaires à gastropodes ; calcaires à rudistes ; calcaires à ostracodes..... 344
Calcaires à Entroques : faciès du Muschelkalk ; calcaires à crinoïdes tournaisiens..... 347
Calcaires à bryozoaires..... 348
Calcaires de type récifal : bancs récifaux et récifs ; récifs du Dévonien d'Ardenne ; calcaires coralliens du Jurassique..... 348
Calcaires à foraminifères : calcaires à Miliolidées et à Alvéolines ; calcaires à foraminifères granuleux ; calcaires à foraminifères hyalins : à Globigérines, à Rosalines, à Lagenas ; de divers calcaires à foraminifères..... 351
Calcaires à Lithothamnium..... 361
Calcaires de Flagellates..... 362

Les calcaires siliceux et les silex subordonnés aux calcaires..... 362

Calcaires à spicules, 362. Calcaires à radiolaires, 365. Silex des calcaires, 367.

Les calcaires dolomitiques et les dolomies..... 371

Calcaires dolomitisés. Sur l'origine de la dolomitisation. Dépôts dolomitiques primaires ; dolomies du Keuper ; calcaires ankéritiques. Dolomies caverneuses.

Les calcaires argileux..... 376

Les « matières argileuses » des calcaires. Marnes.

Les calcaires glauconieux..... 380

Craie « chloritée ». Faciès glauconieux divers.

Les calcaires phosphatiques..... 380

Craies phosphatées. Phosphates de l'Afrique du Nord.

De divers autres types de calcaires impurs..... 382

Calcaires solfifères. Calcaires bitumineux.

Calcaires lacustres ; tufs et travertins..... 386

Calcaires à Planorbes d'Alsace. Calcaires du Portlandien du Boulonnais. Calcaires de Brie et de Beauce ; meulières. Travertins ; oolithes des travertins. Tufs calcaires et calcaréo-gypseux du Bas-Sahara.

De la consolidation des calcaires..... 392

SÉDIMENTS SILICO-ALUMINEUX..... 396 à 422

Argiles..... 396

Argiles plastiques : argiles kaoliniques ; glaises vertes ; argiles jurassiques du Boulonnais ; argiles de Timor ; argile rouge des grands fonds, 396. Gores et Tonsteins, 402. Argiles à délit schisteux ; shales, 403.

Schistes et ardoises..... 403

Thonschiefer. Schistes de Steige. Ardoises d'Ardenne, de l'Anjou, du Vermont (E. U.).

Pages

De quelques variétés de schistes 407

Ampélites, 407. Schistes bitumineux : Kuckersite, 408. Schistes de types divers : schistes à poissons, schistes à radiolaires, schistes à Cypridines, schistes calcarifères, 410.

Argiles résiduelles. Latérites et Bauxites 411

Argiles résiduelles : terres kaoliniques; roches éruptives et cristallophylliennes décomposées ; argiles bauxitiques, 411. Latérites, 414. Argiles résiduelles de types divers : argile et « bief » à silex ; terres rouges ; argiles sidérolithiques, 417. Bauxites, 418. Schistes et ardoises altérées, 419.

De l'origine des roches phylliteuses sédimentaires 420

LES ROCHES FERRIQUES ..... 423 à 430

Roches ferriques dérivant de dépôts essentiellement organiques 423

Minerais eifféliens d'Ardenne. Minerai silurien de Clinton. Minerai hettangien de Semur.

Roches ferriques essentiellement oolithiques 424

Minerais des schistes à Calymènes et du grès armoricain. Minerais du Lias de Lorraine.

LES ROCHES ET DÉPÔTS DE PHOSPHATES ..... 431 à 433

Phosphates des sables verts et argiles. Phosphorites. Phosphates de décalcification.

LES SÉDIMENTS SALINS ..... 434 à 440

Roches de chlorures 434

[1] Gîtes dits « de Potasse » d'Alsace.

Roches de sulfates 436

Variété des types ; sels de Stassfurt. Couches à anhydrite et gypse du Keuper. Couches à anhydrite et dolomie de l'Oligocène d'Alsace. Gypses du Bassin de Paris. Gypses de remaniement. Couches et amas de gypse du Sahara.

Nitrates 440

LES SÉDIMENTS CHARBONNEUX ..... 441 à 451

Définition des types 441

Tourbes ; lignites ; houilles ; charbons sapropéliques ; cannels coals ; bog heads ; anthracite, 441. Composition des charbons, 444. Conditions de gisement des sédiments charbonneux, 447.

LES CONGLOMÉRATS ..... 452 à 459

Définitions. Poudingues, brèches et conglomérats ; variété des types, Origine des brèches sédimentaires ; brèches de friction, 456.

TROISIÈME PARTIE

LES TERRAINS CRISTALLOPHYLLIENS

LES ROCHES CRISTALLOPHYLLIENNES

Pages

Généralités 461

Définition des types ..... 462 à 472

Gneiss acides, leptynites 462
Gneiss plagioclasiques ; gneiss à wernérites 464
Micaschistes ; chloritoschistes 465
Amphibolites ; prasinites 468
Glaucophanites 469
Pyroxènites ; éclogites. Serpentines 470
Roches cristallophylliennes à néphéline 471
Calcaires cristallins, cipolins, calcaires phylliteux 471

Composition chimique 472

Des divers modes d'association des roches cristallophylliennes 475

Rapports des terrains cristallophylliens avec les roches éruptives. Idée de l'origine des roches cristallophylliennes 476

Rapport des terrains cristallophylliens avec les terrains sédimentaires. Le métamorphisme régional 478

De quelques roches métamorphiques 482

Remarques sur l'origine des roches cristallophylliennes 483

Index alphabétique 489

TABLE DES FIGURES DU TEXTE

Pages

Fig. 1 à 29. — Formes cristallines.
— 30 à 41. — Figures explicatives des propriétés optiques des cristaux.
— 42 à 56. — Figures relatives aux minéraux des roches éruptives.
— 57. — Diagramme pour la détermination des feldspaths calcosodiques en lames minces 65
— 58. — Terminaison en coin, dans les sédiments crétacés, du laccolite de *shonkinite* de Shonkin Sag (Highwood Mountains). 90
— 59. — *Dunite* et roches associées, du centre platinifère de Nijni Taguil (Oural). 99
— 60. — Petite bosse de *lherzolite*; près de Vicdessos (Pyrénées) . . . 100
— 61. — Figures de Widmanstaetten, dans un fer météorique. 105
— 62. — Massif du Mont Ascutney (Vermont, U. S.). 121
— 63. — Bombe basique balsaltique, tordue en hélice 132
— 64. — Bombe acide andésitique, en *croûte de pain* 132
— 65. — Laccolite de *microdiorite quartzifère*. Coupe du mont Barker (Montana, U. S.) 137
— 66. — Aiguille terminale du dôme de *dacite* de la Montagne Pelée, à La Martinique, en mars-avril 1903 139
— 67. — Affleurements des *granites* en Bretagne, dans le bassin carbonifère de Corlay 147
— 68. — Massif granitique du bassin de La Bruyante (canton de Quérigut, Pyrénées). 152
— 69. — Massif granitique du Champ du Feu (Vosges) 154
— 70. — Albite de substitution des *microgranites* de la Vallée de la Meuse (Ardennes françaises) 162
— 71. — Massif du Monzoni 182
— 72. — Coupe du Square Butte (Montana) 184
— 73. — Massif de *syénite néphélinique* de l'île d'Alnö 204
— 74. — Massifs des Monteregian Hills 207
— 75. — Coupe du Mont Royal. 218
— 76. — Carte du Mont Royal. 219
— 77. — Massif ijolitique du district de Fen, en Telemark, Norvège. . . . 231
— 78. — Sections de Textilaridées et Rotalidées de test granuleux . . . 267
— 79. — Sections de *Endothyra* et Granulosphères du Calcaire carbonifère . 269
— 80. — Sections de Truncatulines 271
— 81. — Section de Truncatuline teintée 271
— 82. — Type de Pulvinuline (*Pulvinulina Marcellæ*) 271
— 83. — Section de *Pulvinulina Marcellæ*. 271
— 84. — Section de Globigérines du type *Globigerina bulloïdes* (Crétacé) . 271
— 85. — Section de *Rotalina Cayeuxi*, de type voisin de *Anomalina* . . 273
— 86. — Section de Cristellaire 274
— 87. — Section de bryozoaire 281
— 88. — Section transversale d'un test de brachiopode perforé 281

Pages

— 89. — Section tangentielle d'un test de brachiopode perforé 281
— 90. — Section transversale d'un test de brachiopode non perforé (*Spirifer*) 281
— 91. — Section dans un groupe de prismes d'Inocérame 282
— 92. — Section dans un débris roulé d'une couche prismatique (de type lamello-prismatique) d'une coquille de lamellibranche. . . . 282
— 93. — Couches lamelleuses et prismatiques vues dans une section d'un débris de coquille d'huître 283
— 94. — Débris roulé d'une coquille de Gastropode 283
— 95. — Développement du *grès* dans une couche sableuse de l'horizon des grès de la Crèche (Portlandien du Boulonnais) 299
— 96. — Types des Cristaux de feldspath potassique des faciès granuleux du « *Calcaire coquiller* » triasique de Lorraine et d'Alsace . 332
— 97. — Oolithe du « Calcaire coquiller » de Lorraine sur laquelle est appliquée la carapace quartzo-feldspathique d'un filament d'*algue enveloppante*. 337
— 98. — Grain de quartz clastique nourri par du quartz de néoformation qui s'est développé aux dépens de morceaux granuleux . . . 343
— 99. — Cristaux d'albite des calcaires du Crétacé supérieur des Pyrénées basques 343
— 100. — Aspect en lame mince d'un calcaire à foraminifères granuleux . 353
— 101. — *Rosalina Linnei*, du Crétacé supérieur. Vues sur l'ombilic, le profil et le côté spiral 356
— 102. — Sections transversales de *Rosalina Linnei*. 356
— 103. — Section de *Rosalina Linnei* perpendiculaire à l'axe d'enroulement 357
— 104. — *Rosalina Stuarti* du Sénonien supérieur. 358
— 105. — Sections transversales de *Rosalina Stuarti*. 358
— 106. — Section transversale de *Rosalina Linnei* déformée (Sénonien supérieur). 358
— 107. — Zones siliceuses dans un banc complexe de calcaires à Rosalines, à Lagenas, à spicules 364
— 108. — Zones siliceuses contournées dans un banc complexe de calcaire à Rosalines, à Lagenas, à spicules. 364
— 109. — Lame mince dans un calcaire à radiolaires, chargé de débris de minces tests de Halobies 365
— 110. — Association des grès et des calcaires marneux aux calcaires à radiolaires dans l'Eocène pyrénéen. 366
— 111. — Types divers de Calpionelles en sections minces 366
— 112. — Lame mince dans un calcaire à Calpionelles des Alpes 367
— 113. — Rognons alignés de silex dans un calcaire 367
— 114. — Lame de silex dans un calcaire 369
— 115. — Succession des faciès dolomitiques sous le *marbre Lunel*, dans le Calcaire carbonifère du Boulonnais 374
— 116. — Inclusions gazeuses en forme de rhomboèdres à angles vifs, de rhomboèdres à angles émoussés et de sphères, dans un silex du *Muschelkalk* de Lorraine. 394
— 117. — Petits lits superposés de KCl et de NaCl dans les « couches de Potasse » de la région de Mulhouse 434
— 118. — Roche d'anhydrite et de gypse du Keuper d'Alsace 437
— 119. — Architecture des brèches du Crétacé supérieur pyrénéen. . . . 455
— 120. — Auréole kélyphitique autour d'un grenat, dans une éclogite . . 468

TABLE DES FIGURES DES PLANCHES

Pages

PLANCHE I 96

Fig. 1, ***dunite*** (Styrie); fig. 2, ***wehrlite*** (Kakoulima, Guinée); fig. 3, ***météorite*** (Iova); fig. 4, ***météorite*** (Kansas); fig. 5, phénocristaux des ***limburgites*** du Kaisersthul (pays de Bade); fig. 6, ***picrite*** (Fichtelgebirge).

PLANCHE II 116

Fig. 1, ***gabbro*** (Norvège); fig. 2, ***gabbro à hypersthène et biotite*** (St.-Quay-Portrieux); fig. 3, ***plagioclasite*** (Canada); fig. 4, ***diorite*** (Odenwald); fig. 5, ***microgabbro à micropegmatite*** (Canada); fig. 6, ***microgabbro*** à texture ophitique, dit ***ophite*** (Pyrénées).

PLANCHE III. 128

Fig. 1, ***andésite*** (Santorin); fig. 2, ***andésite*** ancienne (Schwarzbach, Vosges); fig. 3, ***basalte*** dit demi-deuil (La Banne d'Ordanche, près le Mont-Dore); fig. 4, ***basalte*** (Siebengebirge).

PLANCHE IV. 148

Fig. 1, ***diorite quartzifère*** (Adamello); fig. 2, ***dacite*** (Fort-de-France, La Martinique); fig. 3, ***granite à amphibole*** (Le Hohwald, Vosges); fig. 4, ***schistes noduleux*** (Vosges); fig. 5, ***cornéenne à andalousite*** (Vosges); fig. 6, ***schistes micacés à andalousite*** (Huelgoat, Bretagne).

PLANCHE V 160

Fig. 1, ***microgranite à albite*** (Laifour, vallée de la Meuse); fig. 2, ***aplite*** (massif du Pelvoux); fig. 3, ***granite laminé*** (Mareuil-sur-le-Lay, Vendée); fig. 4, ***micropegmatite*** (Jersey); fig. 5, ***microgranite à aegyrine*** dit ***grorudite*** (Norvège).

PLANCHE VI. 168

Fig. 1, ***obsidienne acide*** (Lipari); fig. 2, ***perlite*** (Saxe); fig. 3, ***pyroméride*** (Jersey); fig. 4, ***pyroméride sphérolitique*** (Eftermatten, Vosges); fig. 5, ***rhyolite à quartz globulaire*** (Eftermatten, Vosges); fig. 6, ***rhyolite dévitrifiée*** (Jersey).

PLANCHE VII 192

Fig. 1, ***minette*** (Vosges); fig. 2, ***trachyte*** (Massif les Sept Montagnes); fig. 3, ***trachyte*** (Saxe); fig. 4, ***trachyte vitreux*** (Pantelleria); fig. 4, ***syénite néphélinique*** (Hongrie); fig. 6, ***phonolite à mélanite*** (Kaiserstuhl).

Pages

PLANCHE VIII 212

Fig. 1, 2, 3, 4, ***phonolites*** (Bohême); fig. 5, 6, ***phonolites leucitiques*** (Lac de Laach).

PLANCHE IX. 222

Fig. 1 et 2, ***théralite à faciès essexitique***, type ***bérondrite*** (Madagascar); fig. 3, ***andésite à haüyne*** (Bohême); fig. 4, ***camptonite*** (Mittelgebirge); fig. 5, ***monchiquite*** (Rio de Janeiro).

PLANCHE X 234

Fig. 1 et 2, ***ijolite*** (Arkansas); fig. 3, ***haüynophire*** (Melfi); fig. 4, ***limburgite*** (Cameroun); fig. 5, ***leucitite*** (Capo di Bove); fig. 6, ***basalte mélilitique et néphélinique*** (Oahu).

PLANCHE XI. 260

Fig. 1, ***spicules d'éponges calcifiés*** (Crétacé supérieur de Nice); fig. 2, ***section d'un spicule d'éponge calcifié*** (Crétacé supérieur des Pyrénées basques); fig. 3 et 4, ***radiolaires transformés en oxyde de fer*** (Brèche du Chablais); fig. 5, ***radiolaire calcifié*** (Crétacé supérieur de Hendaye); fig. 6, ***radiolaires*** (Eocène inférieur des Pyrénées basques); fig. 7, ***réseau du squelette d'un radiolaire*** (Dévonien des Vosges).

PLANCHE XII. 264

Fig. 1, ***diatomées*** (Tripolis d'Ardèche); fig. 2, ***tiges de Chara*** (Purbéckien de la Dent du Chat); fig. 3, ***section dans une Mélobésiée*** (Eocène d'Urcuit); fig. 4, ***mélobésiées*** encroûtant une ***Orthophragmine***.

PLANCHE XIII. 268

Fig. 1. ***Rotalidée de test granuleux. Débris de coquilles de mollusque roulé et attaqué par des algues perforantes*** (Crétacé supérieur des Pyrénées basques); fig. 2, ***Textilaire de test granuleux*** (même gisement); fig. 3, ***Miliolidée*** (Eocène d'Uucuit); fig. 4, ***Alvéoline*** (même gisement).

PLANCHE XIV 272

Fig. 1, ***Lagena diffringens, Lagena orbulinaria, Lagena spherica*** (Crétacé supérieur des Pyrénées basques); fig. 2 et 3, ***Lagena diffringens*** (même gisement); fig. 4 et 6, ***Lagena*** de type ***gracillima***, ou ***Fissurina, Lagena diffringens*** (même gisement); fig. 5, ***Lagena spherica*** (même gisement).

PLANCHE XV. 280

Fig. 1, ***Rosalines, Textilaires à test agglutinant, prismes isolés d'Inocérames*** (Crétacé supérieur de Hendaye); fig. 2, ***Nummulites*** et ***Orthophragmines*** (Habkern, Suisse); fig. 3, ***Sections de bryozoaires*** (Oligocène, Haute-Savoie).

Pages

PLANCHE XVI. 286

Fig. 1, ***Sections d'articles de crinoïdes, section de coquille de Productus*** (Calcaire carbonifère du Boulonnais); fig. 2, ***esquilles de Spirifer*** (même gisement); fig. 3, ***sections d'ostracodes dans un calcaire oolithique*** (même gisement); fig. 4, ***algues enveloppantes*** (Muschelkalk, Luxembourg); fig. 5, ***algues perforantes*** (Calcaires graveleux du crétacé supérieur, Béhobie); fig. 6, ***algues perforantes*** (Minerais du Lias de Lorraine).

PLANCHE XVII 300

Fig. 1 et 2, ***quartzite*** (Pyrénées occidentales); fig. 3 et 4, ***grès à ciment de calcite*** (Jurassique supérieur du Boulonnais); fig. 5, ***grès à Nummulites*** (Eocène du Guipuzcoa); fig. 6, ***grès à Truncatulines*** (Eocène d'Urcuit).

PLANCHE XVIII. 316

Fig. 1, ***grès à spicules*** (Eocène d'Urcuit); fig. 2, ***gaize calcaréo-siliceuse*** (Cénomanien de la Sarthe); fig. 3 et 4, ***phtanite à radiolaires*** Paléozoïque des Pyrénées); fig. 5, ***phtanite à radiolaires*** (Dévonien des Vosges); fig. 6, ***phtanite*** (même gisement).

PLANCHE XIX 334

Fig. 1, ***calcaire grenu*** (Cénomanien des Pyrénées occidentales); fig. 2, ***calcaire granuleux*** (Muschelkalk d'Alsace); fig. 3, ***calcaire à grumeaux de calcaire granuleux*** (même gisement); fig. 4 et 5, ***calcaire oolithique*** (Carbonifère du Boulonnais); fig. 6, ***calcaire oolithique à croûtes*** (même gisement).

PLANCHE XX 340

Fig. 1 et 2, ***calcaire graveleux*** (Crétacé supérieur des Pyrénées basques); fig. 3, ***calcaire graveleux à Milioles*** (même gisement); fig. 4, ***calcaire à crinoïdes, Petit granite*** (Calcaire carbonifère de Tournai); fig. 5, ***calcaire coquiller, lumachelle*** (Portlandien du Boulonnais).

PLANCHE XXI. 354

Fig. 1, ***calcaire à Milioles*** (Crétacé supérieur des Pyrénées basques); fig. 2, ***calcaire à foraminifères granuleux*** (Carbonifère du Boulonnais); fig. 3, ***calcaire à Lagenas*** (Crétacé supérieur, Hendaye); fig. 4, ***calcaire à Globigérines*** (Danien de Hendaye); fig. 5, ***calcaire à Rosalines*** (Crétacé supérieur de Hendaye); fig. 6, ***calcaire à Orbitolines*** (Cénomanien de Hendaye).

PLANCHE XXII 360

Fig. 1, ***calcaire à Lagenas*** (Crétacé supérieur de Hendaye); fig. 2 et 3, ***calcaire à Lagenas*** (mêmes gisements).

PLANCHE XXIII. 368

Fig. 1, ***calcaire siliceux à spicules*** (Crétacé supérieur de Hendaye); fig. 2, ***calcaire siliceux à Lagenas*** (même gisement); fig. 3, ***silex***

Pages

d'un calcaire siliceux à spicules et foraminifères granuleux (Crétacé supérieur des Pyrénées basques); fig. 4, ***silex d'un calcaire graveleux*** (même gisement); fig. 5, ***brèche de silex*** (Crétacé supérieur de Hendaye); fig. 6, ***silex de calcaire à crinoïdes*** (Muschelkalk de Lorraine).

PLANCHE XXIV. 372

Fig. 1, ***calcaire dolomitique*** (Jurassique des Hautes-Pyrénées); fig. 2, ***dolomie*** (Calcaire carbonifère de Namur); fig. 3, ***dolomie*** (Calcaire carbonifère du Boulonnais); fig. 4, ***calcaire ankéritique*** (Crétacé supérieur des Pyrénées basques); fig. 5, ***grès phosphatique*** (Crétacé supérieur de Interlaken); fig. 6, ***calcaire phosphatique*** (Crétacé inférieur, Vionnaz).

PLANCHE XXV. 388

Fig. 1, ***calcaire lacustre de type brëchique*** (Miocène supérieur de l'Orléannais); fig. 2, ***calcaire lacustre*** (Eocène de Savoie); fig. 3 et 4, ***silex des calcaires lacustres de Brie : meulière de Brie*** (Oligocène inférieur).

PLANCHE XXVI. 426

Fig. 1, ***minerai de fer silurien*** (Orne); fig. 2, ***minerai de fer*** (Lias de Lorraine); fig. 3, ***schiste à rutile*** (Tyrol); fig. 4, ***roche d'anhydrite*** (Keuper d'Alsace).

PLANCHE XXVII 466

Fig. 1, ***gneiss grenu*** (Finlande); fig. 2, ***gneiss*** (Forêt Noire); fig. 3, ***gneiss*** (St-Gothard); fig. 4, ***micaschiste à grenat*** (St-Gothard); fig. 5, ***amas de sillimanite***, dans un ***micaschiste feldspathique*** (St-Briac, Ille-et-Vilaine); fig. 6, ***micaschiste à sillimanite*** (même gisement).

PLANCHE XXVIII 474

Fig. 1, ***glaucophanite à épidote*** (Valais); fig. 2, ***amphibolite*** (Tyrol); fig. 3, ***prasinite*** (Grisons); fig. 4, ***schiste ottrélitifère*** (Cambrien supérieur, Ardennes belges); fig. 5, ***schiste grenatifère : coticule*** (même gisement); fig. 6, ***grès phylliteux charbonneux grenatifère*** (Dévonien, Bastogne).

AVANT-PROPOS

La Pétrographie est le plus souvent considérée, dans nos universités françaises, comme une annexe de la géologie. Dans la seule université de Strasbourg, cette discipline est indépendante : une chaire de Pétrographie créée à la réorganisation de l'université, en novembre 1919, a permis d'en faire l'objet d'un enseignement spécial. On m'a fait l'honneur de m'appeler à occuper cette chaire, et ce sont les leçons que j'ai professées à Strasbourg, depuis trois ans déjà, qui sont ici rédigées.

Mes élèves sont géologues, ou du moins cherchons-nous à faire qu'ils le deviennent ; c'est donc en vue de compléter et d'étayer leurs études de stratigraphie que j'ai compris mon enseignement. Je ne le conçois pas d'autre part sans l'organisation d'excursions aussi fréquentes que possible, qui ne sont pas seulement un enseignement pratique nécessaire, mais qui, mieux que toute leçon à l'amphithéâtre ou au laboratoire, peuvent former *l'esprit du géologue*.

Ce n'est donc qu'avec la volonté d'aller *sur le terrain* voir et observer les choses que ceux qui voudront bien lire ces *Leçons de Pétrographie* pourront en retirer quelque fruit ; non qu'il s'agisse d'aller tout voir pour tout observer, il faudrait parcourir le monde et la vie d'un homme n'y suffirait pas : mais il est nécessaire de prendre notion directe des relations réciproques des principaux matériaux de l'écorce terrestre.

Que ceux-là, qui songent à regarder la terre pour saisir la multiplicité, la diversité de sa substance, comprennent que nous n'avons d'ailleurs point voulu faire ici l'inventaire de

toutes ses manières d'être, mais en étudier seulement des matériaux dont aucun ne soit une rareté.

Ecartant tout souci de ne rien oublier, préoccupé seulement d'*exposer pour expliquer*, autant que faire se peut, nous désirons que le lecteur de ce livre prenne conscience des problèmes que pose l'objet de nos études plutôt qu'il n'acquière la connaissance encyclopédique d'une science.

Me sera-t-il permis de jeter un regard en arrière, et de songer au temps où j'avais mon père près de moi : c'est à lui que je dois ma première initiation géologique et ce goût pour *les pierres* qu'il sut me donner lorsque j'étais tout enfant et qui m'amène aujourd'hui à publier ce livre. La perfection de ses ouvrages était si grande et ceux-ci sont si souvent encore entre les mains de tant de savants, que ce n'est pas sans un certain sentiment d'angoisse que je soumets aujourd'hui ces « Leçons » à l'impartial jugement de la critique scientifique, malgré que je la sache bienveillante.

Mais si je dois à mon père l'orientation dans ma carrière scientifique, à d'autres qui lui furent amis, et dont quelques-uns furent aussi ses élèves, je dois d'avoir pu la poursuivre : je leur en dis ici toute ma gratitude. Ce qu'il peut y avoir de meilleur dans ce livre, c'est d'eux que je l'ai tenu d'une manière ou d'une autre, par enseignement, conversation ou même précieuses indications bibliographiques ; la maison Masson, en s'en faisant l'éditeur, m'a permis de continuer une tradition qui m'est chère : qu'elle en soit remerciée.

LEÇONS
DE PÉTROGRAPHIE

INTRODUCTION

DÉFINITION DE LA PÉTROGRAPHIE
LES DIVERSES CATÉGORIES DE TERRAINS

La Pétrographie a pour objet l'étude de la matière des terrains. Elle est, à ce titre, une partie de la Géologie. Elle est également une partie de la Minéralogie, car beaucoup de terrains forment des roches cohérentes constituées par des complexes de minéraux dont nous ne comprendrions pas qu'un minéralogiste put se désintéresser. Et l'on peut précisément envisager la Pétrographie du point de vue du minéralogiste et du point de vue du géologue : soit que l'on ne considère dans l'étude des terrains que les roches et leurs minéraux constituants, dans le seul but de marquer quels rapports mutuels existent entre ces minéraux, et c'est besogne de minéralogiste ; soit que l'on envisage la matière des terrains comme la résultante d'une suite de phénomènes géologiques, l'étudiant donc en tant qu'*entité géologique*, ce qui est, et cela va de soi, besogne de géologue.

La matière des terrains se présente soit sous forme de roches dures et cohérentes, soit sous forme d'amas meubles de matériaux d'origine minérale ou organique. Cette matière, rocheuse ou meuble, n'est l'objet des études pétrographiques qu'en tant qu'elle se montre de composition constante sur une certaine étendue : ses diverses manières d'être ne sont point des raretés, des accidents ou des curiosités naturelles ; elle est la matière la plus commune qui se puisse rencontrer.

C'est cette matière dont nous allons, dans ces leçons, entreprendre l'étude.

On classe généralement les terrains en trois catégories : les sédiments, les roches éruptives, les roches cristallophylliennes.

Si les sédiments sont rocheux, on leur applique le nom de roches sédimentaires. Ces dernières ont ce caractère général d'être *stratifiées* : elles forment des couches qui se superposent les unes aux autres ; elles sont, avec les sédiments meubles plus ou moins cohérents, la matière des terrains dont on étudie en géologie la succession chronologique. D'une manière générale, elles sont essentiellement formées soit de restes organiques ou de leurs produits de décomposition, soit de ce qu'on appelle des éléments détritiques, c'est-à-dire de matériaux arrachés à d'autres formations, et très souvent par les uns et les autres ensemble. Elles sont aussi, parfois, constituées par des sels cristallisés qui peuvent, eux aussi, coexister avec des organismes ou des matériaux d'origine détritique.

Les roches éruptives sont uniquement formées de minéraux ayant entre eux des rapports génétiques étroits, ou de verres qui sont comme des minéraux fondus. Elles forment parfois des couches ainsi que les roches sédimentaires. Souvent, elles recoupent les roches sédimentaires comme si ces dernières s'étaient fracturées et qu'une matière qui fut, sous un certain état, la matière génératrice de la roche éruptive, en était venu remplir les fractures. Souvent encore elles constituent des massifs qui tiennent, au sein des terrains où on les trouve, des places énormes.

Les roches cristallophylliennes tiennent à la fois des roches éruptives et des roches sédimentaires. Comme celles-ci, elles sont stratifiées ; elles ressemblent à des couches de terrains superposées, mais leur matière les rapproche des roches éruptives. Elles sont, comme beaucoup de ces dernières, uniquement composées de minéraux qui ont cristallisé dans la masse même de ce qui est devenu la roche.

On pourrait enfin ajouter à ces trois catégories principales le groupe des roches métamorphiques. Ce furent des sédiments qui ont subi certaines actions qui les ont partiellement ou complètement transformés.

Pétrographie veut exactement dire « description des pierres », pierre étant pris dans son sens le plus large et ne désignant pas l'espèce minérale de choix ; et nous chercherons bien, tout

d'abord, à décrire ces pierres, c'est-à-dire à en déterminer la constitution, mais ce ne sera pas là notre but unique : nous essaierons, en outre, de préciser les rapports mutuels de leurs différents types, nous plaçant tant au point de vue du minéralogiste qu'à celui du géologue. Cherchant à connaître la raison d'être de ces pierres et leur demandant de nous apprendre tout ce qu'elles peuvent nous apprendre, non seulement sur elles-mêmes mais aussi sur tous les problèmes qui peuvent intéresser le géologue, leur demandant la part d'explication qu'elles peuvent nous donner de l'histoire de la terre, nous en ferons l'objet d'une science qu'on doit nommer, mieux que Pétrographie, Lithologie.

Les constituants des terrains sont, ainsi que nous l'avons dit, des minéraux et des organismes ou des débris d'organismes. Les organismes sont particuliers au groupe des sédiments : nous dirons, avant d'en commencer l'étude, ce qu'il en faut connaître.

Les minéraux se trouvent, d'une manière ou d'une autre, dans tous les groupes de roches.

Avant d'aborder, pour chacun des groupes, l'étude des minéraux qui le caractérise, il convient d'indiquer quelques-unes de leurs propriétés générales dont la connaissance est absolument nécessaire à tous ceux qui veulent entreprendre des études pétrographiques. Nous donnerons donc, en débutant, ces notions, extrêmement sommaires, qui sont d'ailleurs élémentaires, et que possède tout minéralogiste tant soit peu averti.

I

NOTIONS SOMMAIRES SUR LES MINÉRAUX

ESPÈCE MINÉRALE ET CRISTAUX

La roche à laquelle on a donné le nom de granite est formée d'éléments qui se différencient nettement les uns des autres à première vue. Ces éléments sont des minéraux.

L'un d'eux possède une cassure conchoïdale ; il est incolore ou grisâtre ; son éclat est gras. Un autre a la propriété de se fendre en petites lames très ténues, élastiques ; il est d'un noir bronzé et possède un vif éclat. Un troisième est rose ou gris ; dans la masse de la roche on lui voit souvent des contours nets ; si nous le cassons, nous voyons que ses morceaux se sont séparés les uns des autres suivant des directions privilégiées : deux directions faisant un angle droit. Chacun de ces trois minéraux forme une *espèce minérale* que nous pouvons isoler et analyser chimiquement.

La première ne nous donnera que de la silice : c'est du *quartz*. La seconde va nous donner de la silice, de l'alumine, du protoxyde de fer, de la magnésie, de la potasse : c'est le *mica biotite*. La troisième nous donnera de la silice, de l'alumine, de la potasse : c'est le *feldspath orthose*.

Chacun de ces minéraux a donc une composition chimique qui lui est particulière et des propriétés physiques qui lui sont également particulières. Le premier ne se cassait suivant aucun plan, le second se cassait dans une seule direction et le troisième suivant deux directions planes privilégiées. L'étude des propriétés physiques des minéraux peut donc être de nature à nous permettre de les différencier les uns des autres.

Isolant par cassure un petit morceau de la masse principale du mica ou du feldspath dont nous venons de parler, nous pourrions constater que la matière en est *homogène*, c'est-à-dire que

tous ses points sont identiques. Nous pourrions constater en outre que les propriétés de cette matière varient avec la direction. Ainsi le mica se casse suivant une direction, se clive, comme on dit, et ne se clive pas dans la direction perpendiculaire ; le feldspath se clive bien dans deux directions, mais avec des facilités inégales. On dit que ces minéraux sont *anisotropes* pour les propriétés considérées.

De plus, on peut constater que certaines des propriétés dont jouissent ces espèces minérales existent pour des directions déterminées sans que les directions voisines en jouissent nécessairement. Il y a discontinuité dans la répartition de ces propriétés.

Ce sont là les caractères des substances dites cristallisées. Il est fréquent que les substances cristallisées soient extérieurement limitées par des plans. Elles prennent alors le faciès de *cristaux*. Certaines substances qui possèdent plusieurs directions de *clivage* peuvent, étant convenablement clivées, acquérir aussi un faciès de cristal : elles fournissent alors un *solide ou cristal de clivage*. Tel est le cas de l'espèce de carbonate de chaux, nommée calcite, que nous rencontrerons dans les roches sédimentaires avec une si grande fréquence, qui, par clivage, donne un solide parallélépipédique à deux espèces d'angles, connu sous le nom de rhomboèdre. Par extension, on donne souvent le nom de *cristal* à toute portion homogène de matière cristallisée ; néanmoins, ce qui caractérise le cristal, ce sont les plans que le limitent : ces plans s'appellent des *faces cristallines*.

Pour une espèce minérale, il peut y avoir beaucoup de directions de faces cristallines, mais certaines sont, généralement, plus développées que d'autres. Les faces les plus développées forment un solide sur lequel les faces les moins développées apparaissent comme des *troncatures*. Dans un même gisement, les cristaux d'une certaine espèce minérale ont souvent le même faciès. Il n'y a pas de difficulté, dans beaucoup de cas, à reconnaître sur deux cristaux des faces identiques : on peut mesurer que ces faces font les mêmes angles avec d'autres faces également identiques entre elles. Les faces d'un cristal sont donc déterminées en direction. Elles ne le sont qu'en direction et pas en position absolue : des cristaux peuvent être aplatis ou allongés suivant certains sens. On conçoit qu'il en doit être nécessairement de même des solides de clivage.

LA SYMÉTRIE ET LES SYSTÈMES CRISTALLINS

Un cristal étant donné, transportons par la pensée toutes ses faces à une égale distance de son centre de gravité. Nous constaterons qu'il peut exister certaines lignes idéales passant par le centre de gravité du cristal telles que, une rotation ayant été imprimée à celui-ci autour de l'une d'elles prise comme axe, le cristal, après cette rotation, remplit l'espace dans des conditions identiques. Une telle ligne s'appelle *axe de symétrie.*

Le cristal peut également posséder des *plans de symétrie* et un *centre de symétrie* qui se définissent ainsi qu'il se fait dans les traités de géométrie des éléments de même ordre des polyèdres réguliers.

Le cristal est donc un solide qui peut être doué d'une certaine symétrie. Ses faces se répètent par rapport à ses éléments de symétrie. L'ensemble des faces d'un cristal constitue ce qu'on nomme *la forme cristalline* de celui-ci.

On dit de certains cristaux qu'ils ont une symétrie élevée s'ils possèdent beaucoup d'axes ou plans de symétrie et si les axes de symétrie sont tels qu'il suffit d'une faible rotation autour de certains d'entre eux pour que la superposition des faces les unes aux autres se produise. On dit d'autres cristaux que leur symétrie est inférieure s'ils ont peu d'axes de symétrie et si ces derniers sont tels que l'angle de rotation qui leur correspond est grand.

Le nombre par lequel il faut diviser 360° pour avoir cet angle de rotation s'appelle *l'ordre de l'axe.* On constate qu'il n'y a dans les cristaux que des axes d'ordres 6, 4, 3 et 2, correspondant à des angles de rotation de 60°, 90°, 120° et 180°. Ces axes prennent les noms de *sénaire*, *quaternaire*, *ternaire* et *binaire.*

Les combinaisons possibles de tous les éléments de symétrie, plans, axes et centre, sont très limitées. Chacune d'elles constitue ce qu'on appelle une *classe de symétrie.* D'autre part, on constate que tout cristal, quelle que soit sa forme, peut être considéré comme provenant de troncatures faites sur les angles ou les arêtes d'un certain parallélépipède, ou d'un groupe de parallélépipèdes, doué d'une symétrie au moins égale à celle du cristal. Ce parallélépipède ou ce groupe de parallélépipèdes est d'ailleurs lui-même une forme cristalline possible du cristal. Il est nécessairement centré, mais le cristal peut ne l'être pas. Il caractérise le *système cristallin* du cristal.

Toute classe de symétrie peut être rapportée à l'un des systèmes cristallins. Si elle n'est pas d'un degré de symétrie égal à celui-ci, on dit qu'elle en est une *mériédrie*.

On donne souvent le nom de *forme primitive*, ou par abréviation de *primitif*, au parallélépipède ou au groupe de parallélépipèdes qui, pour une espèce minérale donnée, caractérise chaque système cristallin. Le parallélépipède lui-même est souvent appelé *parallélépipède élémentaire*.

Il y a sept systèmes cristallins. Ce sont :

1° Le système cubique ;
2° Le système hexagonal ou sénaire ;
3° Le système quadratique ;
4° Le système rhomboèdrique ou ternaire ;
5° Le système orthorhombique ;
6° Le système monoclinique ou clinorhombique ;
7° Le système triclinique.

Le premier de ces systèmes, le système cubique, comprend la classe de symétrie de l'ordre le plus élevé, caractérisée par 3 axes quaternaires (Q), 4 axes ternaires (T), 6 axes binaires (B),

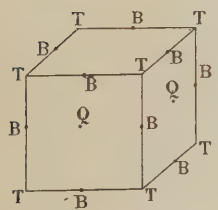


Fig. 1.

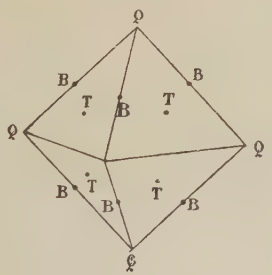


Fig. 2.

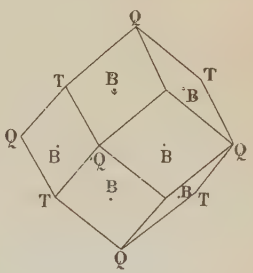


Fig. 3.

1 centre, 3 plans de symétrie perpendiculaire aux axes quaternaires, 6 plans de symétrie perpendiculaires aux axes binaires. Son parallélépipède élémentaire, c'est le *cube* (fig. 1). Les formes principales sont, avec le cube, l'*octaèdre* obtenu en tronquant les angles du cube symétriquement par rapport aux trois arêtes (fig. 2), le *dodécaèdre rhomboïdal* dont l'une des faces est obtenue par troncature d'une arête, parallèle à cette arête et symétrique par rapport aux deux arêtes qui aboutissent à l'extrémité de celle-ci

(fig. 3), le *trapézoèdre* qui a 24 faces, obtenues en tronquant les angles symétriquement par rapport à deux arêtes (fig. 4).

Une mériédrie du système cubique présente en Pétrographie quelque intérêt, parce qu'elle caractérise la symétrie de la pyrite de fer. Elle admet, comme éléments de symétrie, 3 axes binaires (Q') qui tiennent la place des axes quaternaires du cube, 4 axes ternaires (T), 1 centre et 3 plans de symétrie perpendiculaires aux 3 axes binaires. L'une des formes principales réalisée dans cette mériédrie est le *dodécaèdre pentagonal* (fig. 5), ainsi nommé de ses 12 faces en forme de pentagone. On l'obtient par des modifications parallèles aux arêtes du cube mais inégalement inclinées sur les faces.

Le système hexagonal a pour parallélépipède élémentaire un prisme droit à base rhombe (fig. 18), dont les angles sont respec-

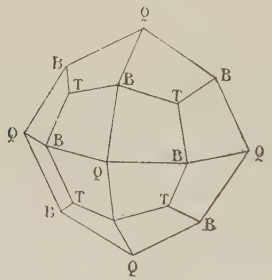


Fig. 4.

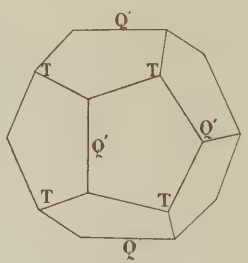


Fig. 5

tivement de 120° et de 60°. Trois de ces prismes accolés suivant l'arête verticale correspondant à l'angle de 120° forment un prisme hexagonal régulier, d'où le nom du système cristallin.

Ses éléments de symétrie sont l'axe sénaire, 6 axes binaires répartis en deux catégories non superposables, 1 centre, 1 plan de symétrie perpendiculaire à l'axe sénaire, 6 plans de symétrie perpendiculaires aux axes binaires.

La forme principale réalisée dans ce système est le prisme hexagonal basé. Des modifications parallèles aux arêtes de l'hexagone de base donnent une double pyramide hexagonale régulière qui peut ou non se combiner avec le prisme et la base même.

Le système quadratique a pour parallélépipède élémentaire un prisme droit à base carrée (fig. 19). Il admet comme élément de

symétrie 1 axe quaternaire, 4 axes binaires de deux espèces différentes, 1 centre, 1 plan de symétrie perpendiculaire à l'axe quaternaire, 4 plans de symétrie perpendiculaires aux axes binaires.

Les formes principales seront le prisme droit à base carrée, le prisme pyramidé par modification des arêtes de base ou des angles. Si ces modifications sont symétriques par rapport aux faces du prisme, elles donnent des pyramides quadrangulaires régulières.

Le système rhomboédrique a pour parallélépipède élémentaire un solide formé de 6 faces qui sont toutes des losanges égaux (fig. 6). Un tel solide admet deux sortes d'angles dièdres et deux groupes

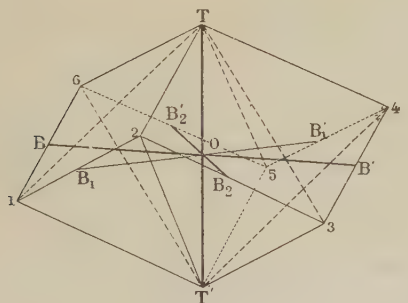


Fig. 6.

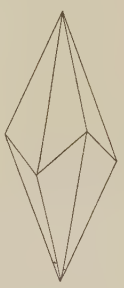


Fig. 7.

d'angles trièdres, 2 trièdres d'une façon, 6 trièdres d'une autre. On place ce solide auquel on donne le nom de *rhomboèdre*, de telle manière que la droite joignant les 2 trièdres du premier groupe soit verticale. Cette droite correspond à un axe ternaire (TT'), et le système possède en plus 3 axes binaires (BB', $B_1B'_1$, $B_2B'_2$), 1 centre et 3 plans de symétrie perpendiculaires aux axes binaires.

On appelle sommet du rhomboèdre l'extrémité de l'axe ternaire et l'on nomme arêtes culminantes les 3 arêtes qui aboutissent à ce sommet. Les deux extrémités de l'axe ternaire étant interchangeables, ce qui est dit de l'une peut être dit de l'autre. Il y a donc deux sommets à chacun desquels aboutissent 3 arêtes dites culminantes. Les 6 autres arêtes forment l'*hexagone en zig-zag* du rhomboèdre (1 2 3 4 5 6).

Outre toute une série de rhomboèdres qu'on peut concevoir comme des modifications du *rhomboèdre primitif* et dont les faces sont situées soit du même côté que celles de ce primitif (rhom-

boèdres directs), soit du côté des arêtes culminantes (rhomboèdres inverses), on peut faire dériver du rhomboèdre les formes principales suivantes :

1° Des *scalénoèdres*, en modifiant d'une façon quelconque le rhomboèdre. Cette forme possède 12 faces réparties en deux pyramides hexagonales se raccordant par un hexagone en zigzag (fig. 7). Les faces ont la forme de triangles scalènes. Si cet hexagone en zigzag a ses côtés parallèles à ceux de l'hexagone en zigzag du rhomboèdre, on dit que le scalénoèdre est *métastatique*. Il est clair que, dans ce cas, c'est par des troncatures parallèles aux arêtes de son hexagone en zigzag que le rhomboèdre primitif a été modifié (fig. 8).

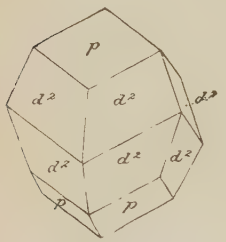


Fig. 8.

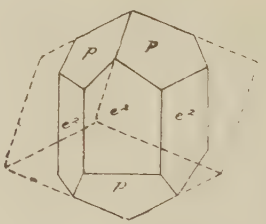


Fig 9.

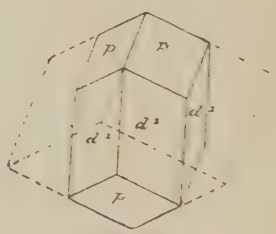


Fig. 10.

2° Deux prismes hexagonaux. L'un d'eux, obtenu en tronquant les arêtes de l'hexagone en zigzag parallèlement à l'axe ternaire et symétriquement par rapport aux faces situées d'un même côté de cet axe, se trouve être perpendiculaire aux plans de symétrie (fig. 9). L'autre, obtenu en tronquant les arêtes de l'hexagone en zigzag parallèlement à celles-ci, en même temps que parallèlement à l'axe ternaire, se trouve être parallèle aux plans de symétrie (fig. 10).

Il peut, naturellement, exister des combinaisons de toutes ces formes. On peut, en outre, concevoir une modification des sommets symétrique par rapport aux 3 arêtes culminantes. Celle-ci engendre deux plans parallèles, auxquels on donne le nom général de *pinacoïdes* et qui, combinés avec l'un des prismes hexagonaux, donnent une forme cristalline de même aspect que le prisme basé du système hexagonal.

Chacun des trois systèmes hexagonal, quadratique et rhomboédrique, possédait un axe d'ordre relativement élevé et un seul. Pour cette raison, on les appelle fréquemment *systèmes à axe*

principal. Dans les systèmes suivant l'ordre d'axe ne sera pas supérieur à deux.

Le système orthorhombique a pour parallélépipède élémentaire un prisme droit à base rhombe dont l'angle de base est quelconque (fig. 11). Il admet 3 axes binaires perpendiculaires deux à deux (BB′, CC′, DD′), 1 centre et 3 plans de symétrie normaux à chacun des axes binaires.

Les seules formes principales qui sont de nature à nous intéresser sont, outre le primitif lui-même, des pinacoïdes obtenus en modifiant les arêtes verticales soit du côté de l'angle obtus, soit du côté de l'angle aigu.

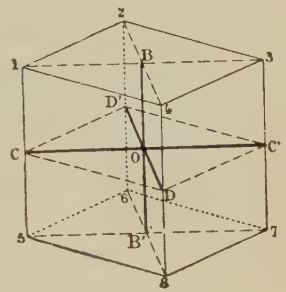


Fig. 11.

Le système clinorhombique a pour parallélépipède élémentaire un prisme oblique à base rhombe. Il est, par rapport au prisme

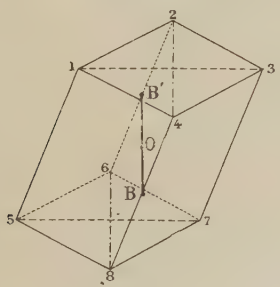


Fig. 12

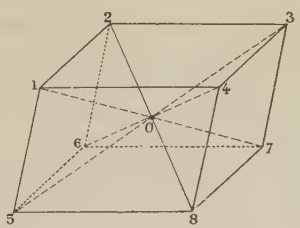


Fig 13.

droit à base rhombe, incliné dans une seule direction, d'où le nom de monoclinique souvent donné à ce système cristallin (fig. 12).

Il possède un axe de symétrie binaire (BB′), un centre et un plan de symétrie perpendiculaire à cet axe.

Les formes principales sont, tout d'abord, le primitif lui-même, et sa modification soit par un pinacoïde parallèle au plan de symétrie, soit par des pinacoïdes perpendiculaires à ce dernier, réduits généralement dans les cas que nous aurons à considérer au nombre de deux et qui modifient les angles trièdres

aigus du primitif. Il est fréquent qu'il y ait combinaison du prisme, de sa base et des 3 pinacoïdes qui viennent d'être cités.

Enfin, le système triclinique n'admet comme éléments de symétrie qu'un centre (fig. 13).

Son parallélépipède élémentaire est oblique dans toutes les directions. Les arêtes qui le déterminent sont toutes trois inclinées, l'une par rapport à l'autre, dans une direction quelconque, d'où la notion de triple inclinaison mise en évidence dans le nom du système.

Toute modification obtenue par troncature du primitif est un pinacoïde.

NOTIONS ÉLÉMENTAIRES SUR LA NOTATION DES FACES CRISTALLINES

On conçoit qu'il peut être commode de représenter par des symboles chacune des faces du primitif et les modifications qui dérivent de lui par troncatures. C'est là ce qu'on appelle noter les faces d'un cristal. Le système de notation usité le plus couramment en France et que nous adopterons à cause de sa très grande simplicité, est dû aux travaux successifs des minéralogistes Haüy, Lévy et Des Cloiseaux. On lui donne souvent le nom de système de Lévy.

Considérons le parallélépipède élémentaire qui caractérise le système triclinique. Ses trois directions de faces ne sont pas superposables, on doit donc noter chacune d'elles de façon différente. On les appelle respectivemet p, m, t ; ces trois lettres rappelant l'assonance du mot primitif ; chacune d'elles est le *symbole* d'une face (fig. 14).

Le primitif du système clinorhombique a deux directions de faces superposables, ce qui réduit à deux lettres seulement les symboles des faces. On notera ce primitif p, m, m, ou par abréviation p, m. Il en est ainsi du système orthorhombique et des systèmes quadratiques et hexagonaux. Quant aux systèmes rhomboédriques et cubiques, leurs parallélépipèdes élémentaires ont leurs trois directions de faces superposables. Elles sont donc toutes identiques et devront être notées de même. On les appellera p.

Cette lettre représentera pour le système rhomboédrique le *rhomboèdre primitif*, et pour le système cubique le *cube*.

Des faces autres que celles du primitif, certaines semblent modifier plus spécialement les angles de celui-ci ; d'autres, ses arêtes. On désigne les angles par des voyelles, les arêtes par des consonnes et on note les modifications sur chacun de ces éléments par la voyelle ou la consonne correspondante accompagnée d'un exposant représentant les longueurs relatives interséquées par les faces

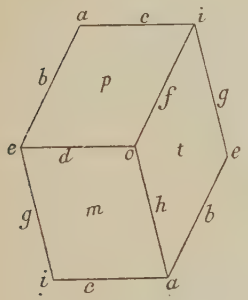


Fig. 14.

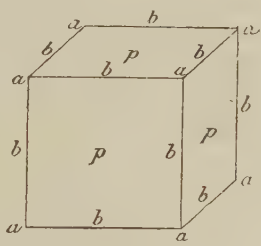


Fig. 15.

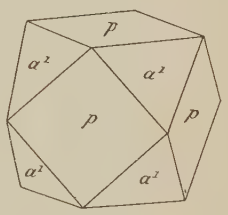


Fig. 16.

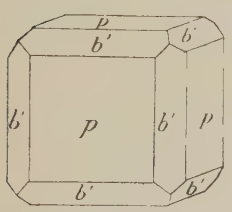


Fig. 17.

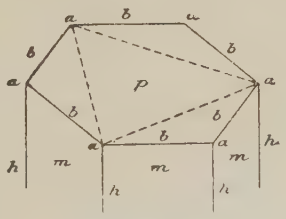


Fig. 18.

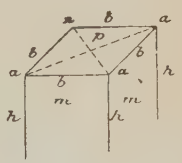


Fig. 19.

sur les arêtes qui aboutissent à l'angle ou aux extrémités de l'arête modifiée.

C'est ainsi que, dans les cas du cube, tous les angles étant identiques, seront appelés *a*, et les arêtes, toutes aussi identiques entre elles, *b* (fig. 15).

Une forme telle que l'octaèdre, dont les faces intersèquent sur les 3 arêtes à partir d'un sommet des longueurs égales, sera notée a^1 (fig. 16). Les trapézoèdres qui intersèquent 2 longueurs égales sur 2 arêtes et sur la troisième une longueur plus petite, se noteront a^2, a^3, $a^3/_2$.

Le dodécaèdre rhomboïdal parallèle à une arête b, également incliné sur les 2 faces dont cette arête est l'intersection se notera b^1 (fig. 18).

Le système hexagonal dont la forme primitive est le prisme hexagonal n'a qu'une sorte d'angles mais deux sortes d'arêtes.

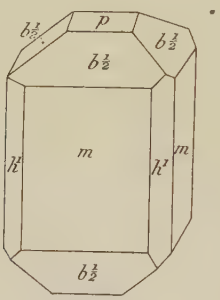


Fig. 20.

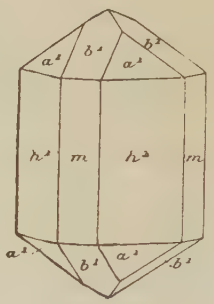


Fig. 21.

Les arêtes verticales sont appelées h, la lettre b restant réservée aux arêtes de l'hexagone des *bases* du prisme (fig. 18).

Il en sera de même du système quadratique (fig. 19). On con-

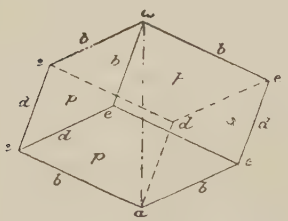


Fig. 22.

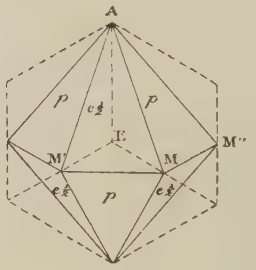


Fig. 23.

çoit que, dans ces deux systèmes, un prisme de même forme que le primitif, pourra être obtenu en modifiant les arêtes verticales : il sera noté h^1.

Dans le cas du système quadratique, des octaèdres se noteront a^1, a^2, $b^1/_2$, b^1, b^2 (fig. 20 et 21). Les formes ainsi notées dans le système hexagonal seraient des doubles pyramides hexagonales.

Pour noter les angles et arêtes du rhomboèdre p, primitif du système rhomboédrique, on place verticalement l'axe ternaire. Les 3 arêtes culminantes sont appelées b, les arêtes de l'hexagone

en zigzag d. Les sommets situés aux extrémités de l'axe ternaire se nomment a, les sommets de l'hexagone en zigzag e (fig. 22).

Cela posé, un rhomboèdre en sens inverse du primitif, mais superposable à celui-ci, et qu'on obtient en modifiant le primitif, de telle façon qu'une face soit formée en prenant toute la lon-

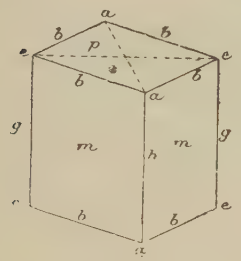


Fig. 24.

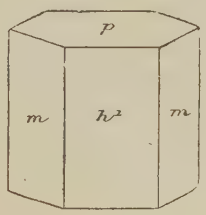


Fig. 25.

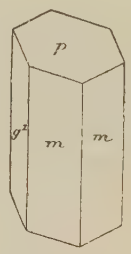


Fig. 26.

gueur d'une arête b et la moitié de la longueur de 2 arêtes d devra être noté $e^1/_2$ (fig. 23).

Le prisme hexagonal qui modifie les angles e sera noté e^2, et

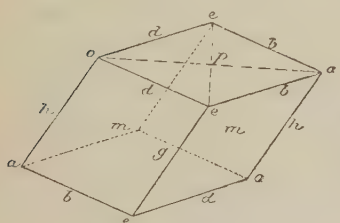


Fig 27.

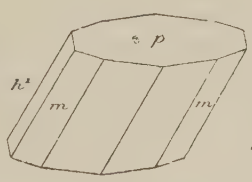


Fig. 28.

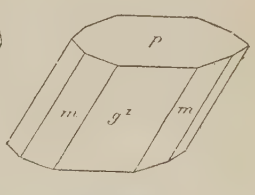


Fig. 29.

celui qui modifie les arêtes d, d^1. Un scalénoèdre fréquent de la série métastatique se note d^2 (fig. 8, 9, 10).

Les pinacoïdes des systèmes orthorhombiques et clinorhombiques sont d'un intérêt tout particulier en Pétrographie, parce qu'ils définissent certaines directions importantes dans les cristaux qui appartiennent à ces systèmes.

On appelle h les arêtes verticales qui aboutissent aux angles obtus du losange de base du prisme orthorhombique, g celles qui aboutissent aux angles aigus. Les sommets correspondants à ces angles étant respectivement nommés a et c (fig. 24). Les pinacoïdes seront notés h^1 et g^1 (fig. 25 et 26).

Dans le cas du prisme clinorhombique on appelle h les 2 arêtes

situées dans le plan de symétrie du prisme, g celles qui sont situées de part et d'autre du plan de symétrie (fig. 27). Des pinacoïdes se noteront encore h^1 et g^1 (fig. 28 et 29). Les angles aboutissant aux sommets des arêtes g, tous identiques, seront appelés e, mais ceux qui aboutissent aux sommets des arêtes h étant deux à deux différents seront respectivement nommés o et a ; la première de ces lettres étant réservée à l'angle correspondant au trièdre obtus, la seconde à celui qui correspond au trièdre aigu. Les cristaux monocliniques sont fréquemment modifiés par des faces notées a^1 et $a^1/_2$.

Les arêtes du prisme triclinique seront appelées b, c, d, f, et les angles a, e, i, o (fig. 14).

LES GROUPEMENTS DES CRISTAUX

Plusieurs cristaux d'une même espèce, rencontrés dans le même milieu, ont, en général, des orientations quelconques les uns par rapport aux autres, mais il arrive fréquemment qu'un individu cristallin se groupe avec d'autres individus d'orientations cristallines distinctes suivant une certaine loi susceptible d'une définition géométrique. De tels groupements s'appellent des macles. Pratiquement, on peut distinguer des macles par accolement et des macles par pénétration.

Les premières mettent en évidence des cristaux accolés suivant un plan qui est une direction de face. Parfois, plusieurs individus d'orientations alternantes s'accolent suivant la même direction de face. Le groupement offre ainsi deux séries d'individus diversement orientés. Il arrive fréquemment que l'une des orientations peut être définie par rapport à l'autre, en supposant une rotation de 180° de l'un des individus par rapport à un autre ; et comme souvent aussi les différents individus sont aplatis dans la direction de la face d'accolement on dit que le groupement est constitué par des *lamelles hémitropes*. On définit des *hémitropies normales* et des *hémitropies parallèles* suivant que l'axe de rotation est situé dans la face d'accolement ou lui est perpendiculaire. La surface d'accolement des cristaux maclés par pénétration est généralement quelconque. La position d'un individu par rapport à l'autre peut encore être définie par une rotation de celui-là autour d'un axe. Cette rotation n'est pas nécessairement de 180°.

Elle peut être de 90° ou de 60°. L'axe de rotation est parfois un axe de symétrie du cristal.

FACIÈS DES SECTIONS DE CRISTAUX

Nous ne nous inquiéterons des propriétés cristallographiques des minéraux que dans le but de caractériser ceux-ci. Elles ne nous intéressent pas en elles-mêmes ainsi qu'elles intéressent le minéralogiste : elles sont seulement pour nous un moyen de déterminer l'espèce minérale.

Les minéraux que nous rencontrerons dans les roches sont souvent fort petits. Pour observer beaucoup d'entre eux, nous devrons nous servir du microscope.

Si les minéraux peuvent être isolés les uns des autres et s'ils forment des cristaux nets, nous aurons peu de difficultés à en déterminer le système cristallin. Mais s'ils ne peuvent être isolés les uns des autres, nous devrons recourir à l'examen de la roche taillée en lame mince. L'observation ne nous montrera que des sections de minéraux qui pourront, jusqu'à un certain point, nous fournir des indices sur le système cristallin cherché ; mais à la condition, toutefois, que les minéraux considérés aient des formes cristallines nettes, c'est-à-dire que leur croissance complète se soit faite sans que d'autres minéraux en voie de cristallisation soient venus la gêner.

Les cristaux cubiques d'une forme donnée auront à peu près, quelle que soit la direction dans laquelle ils se trouvent taillés, des sections identiques. Le développement des faces est tel, parfois, que ces sections approchent de la forme circulaire. Tel est le cas, par exemple, de certains grenats et de la leucite (Pl. X, fig. 5).

Les cristaux hexagonaux et les cristaux quadratiques, s'ils ont la forme de prismes allongés, auront deux types de sections ; les unes hexagonales ou à peu près carrées coupent transversalement les prismes ; les autres, approchant de la forme rectangulaire allongée dans une direction, coupent longitudinalement les prismes.

Un peu de réflexion fait facilement prévoir quels types de section devra donner un cristal d'une symétrie et d'une forme connue. Remarquons que des cristaux ayant la forme de rhomboèdres auront principalement des sections losangiques (Pl. XXIV, fig. 2).

On conçoit bien que, suivant le faciès du cristal, il y aura fréquence plus grande de certaines sections. Ainsi, les cristaux de forme tabulaire, très aplatis, orientés dans une roche en toutes directions se présenteront, en sections minces, comme de fines baguettes ; la probabilité pour que les cristaux soient coupés suivant leur direction d'aplatissement étant faible (Pl. III, fig. 3 et 4).

Si les cristaux observés n'ont pas de contours nets, s'ils ne sont pas, comme on dit, *automorphes* ou *idiomorphes*, s'ils sont ce qu'on appelle *hypidiomorphes*, on pourra tirer quelque indication sur leur degré de symétrie des directions de clivage dont les traces sont visibles en section mince. Il faut, toutefois, tenir compte du fait que les sections des solides de clivage, comme d'ailleurs les sections de cristaux automorphes, ne rendent souvent pas suffisamment compte du système cristallin du minéral considéré. Des solides de symétries différentes peuvent donner un grand nombre de sections identiques. Tel est, par exemple, le cas de cristaux monocliniques et de cristaux orthorhombiques.

D'ailleurs, la détermination rigoureuse du système cristallin d'un minéral donné ne fournit souvent pas une caractéristique suffisante, et nous sommes alors obligés de nous adresser à d'autres propriétés. Les propriétés optiques sont, avant toutes autres, les plus facilement accessibles et ce sont elles que nous allons maintenant étudier.

II

LES PROPRIÉTÉS OPTIQUES DES MINÉRAUX

RÉFRACTION

On sait que lorsqu'on fait tomber sur un corps tel que l'eau, sous une incidence oblique, un rayon lumineux issu d'un milieu tel que l'air, ce rayon ne se propage pas dans sa direction d'incidence : il subit une *réfraction* dans l'eau.

Si la direction du *rayon incident* varie, la direction du *rayon réfracté* varie elle-même, mais ces variations sont liées par une loi, connue sous le nom de *loi des sinus*, et qui peut ainsi s'exprimer : le rapport du sinus de l'angle d'incidence au sinus de l'angle de réfraction est un nombre constant. Les angles étant comptés à partir de la normale à la surface de séparation des deux milieux menée du point d'incidence, la loi s'exprime par la formule $\frac{\sin i}{\sin r} = C^{te}$, i est l'angle d'incidence, r l'angle de réfraction (fig. 30). Cette constante est l'indice de réfraction du milieu dans lequel se fait la réfraction par rapport à l'indice du milieu de l'incidence pris pour unité.

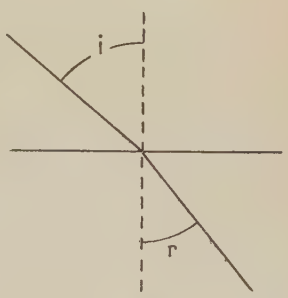


Fig. 30.

Supposons que l'eau soit remplacée par un corps cristallisé formant un seul individu cristallin, et concevons successivement que ce corps cristallisé soit : 1° cubique, 2° hexagonal, quadratique ou rhomboédrique, 3° orthorhombique, monoclinique ou triclinique.

1° ***Cas d'un cristal cubique.*** — Le phénomène est le même que le phénomène défini pour l'air et l'eau. Il y a *réfraction simple* et l'on constate à nouveau l'existence de la loi des sinus. On définit de cette manière l'*indice du cristal* cubique par rapport à l'air.

On dit que les cristaux cubiques sont monoréfringents.

2° ***Cas d'un cristal hexagonal, quadratique ou rhomboédrique.*** — On constate que le rayon incident donne naissance à deux rayons réfractés (fig. **31**). De ces deux rayons, l'un suit la loi des sinus et définit de cette manière l'*indice ordinaire* du cristal considéré. L'autre rayon ne suit pas la loi des sinus : pour chacune de ses positions, le rapport des sinus des angles d'incidence et de réfraction qui lui correspondent, définit un *indice extraordinaire.*

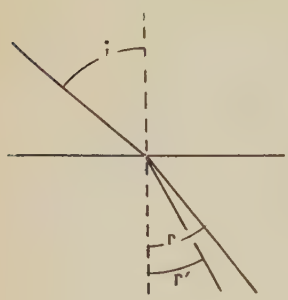


Fig. 31.

Alors qu'il n'y a qu'un indice ordinaire, il y a autant d'indices extraordinaires que l'on peut concevoir de positions dans le cristal du second rayon réfracté. Mais tous ces indices extraordinaires oscillent entre deux limites dont l'une a précisément la valeur de l'indice ordinaire.

On appelle *rayon ordinaire* celui des deux rayons réfractés qui obéit à la loi des sinus, et *rayon extraordinaire* l'autre rayon.

3° ***Cas d'un cristal orthorhombique, monoclinique ou triclinique.*** — Comme dans le cas précédent, un rayon incident donne naissance à deux rayons réfractés, mais aucun des deux ne suit la loi des sinus. A chacun de ces rayons correspond un indice défini comme l'indice extraordinaire du cas précédent. On obtient toutes les valeurs possibles entre celles d'un indice maximum et d'un indice minimum.

On dit que les cristaux envisagés dans le deuxième et le troisième cas sont biréfringents.

MESURE DES INDICES

On mesure avec facilité les différents indices d'un cristal par la méthode dite de la réflexion totale.

Soient deux milieux d'indices n et N. Nous supposons que N est plus grand que n. On sait que si l'on fait varier à partir de la valeur zéro l'angle r que fait un rayon lumineux, issu du milieu d'indice N ou le traversant, avec la normale à la surface de séparation des deux milieux au point d'incidence, il existe un certain

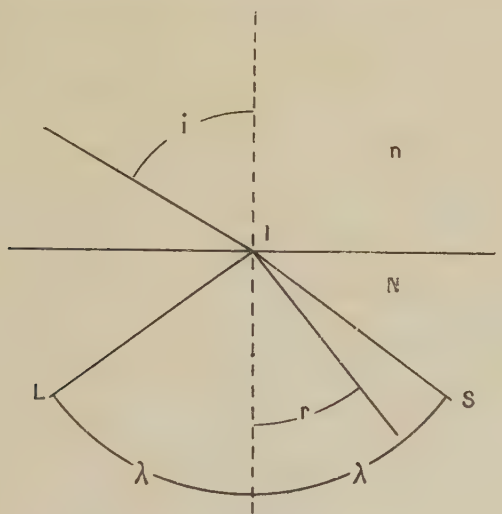


Fig. 32.

angle λ à partir duquel le rayon lumineux se réfléchit totalement contre la surface de séparation des deux milieux (fig. 32). Cet angle correspond à un angle i égal à 90° dans le milieu d'indice n. L'angle λ s'appelle l'angle limite de réflexion totale.

La loi des sinus permet d'écrire la relation :

$$\sin \lambda = \frac{n}{N}$$

qui donnera n si N est connu.

Il est facile de repérer la position correspondant à λ en faisant usage d'une source lumineuse dont les rayons traversent le milieu d'indice N et d'une lunette située du côté opposé.

La source lumineuse envoyant dans une direction voisine de la position IS un faisceau de rayons convergents, la lunette étant placée dans une position voisine de IL aura son champ partiellement éclairé. Quand la limite entre la partie obscure et la partie éclairée du champ passera par le centre de celui-ci, l'axe de la lunette coïncidera avec la direction IL. Si celle-ci est mobile autour d'un axe passant par le point I, on pourra, en interchangeant source lumineuse et lunette, mesurer, à l'aide d'une graduation appropriée, l'angle 2λ.

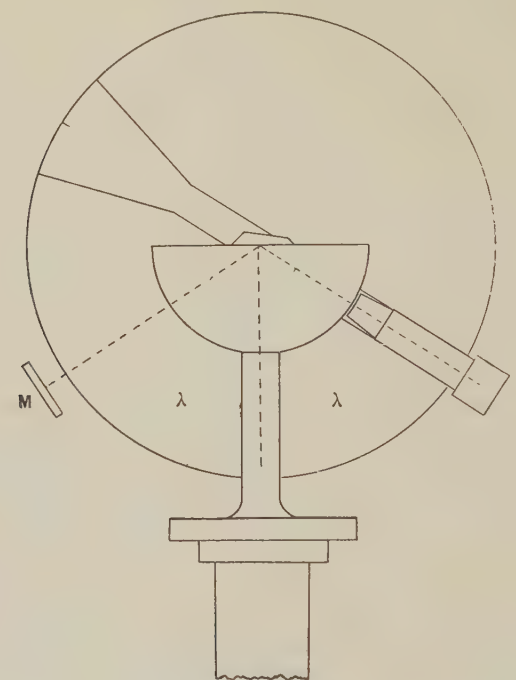


Fig. 33.

Si l'on connaît l'indice N on calculera l'indice n. Le réfractomètre de Abbe réalise le dispositif voulu pour la mesure des indices par cette méthode de la réflexion totale. Le corps dont on veut mesurer l'indice est placé au centre de la surface plane d'une demi-boule de verre, soit directement s'il est liquide, soit par l'intermédiaire d'un liquide d'indice élevé s'il est solide.

On fait arriver le faisceau de rayons lumineux à l'aide d'un

miroir M mobile autour d'un axe qui passe par le centre de la demi-boule et par la surface plane de celle-ci. Le plan d'incidence de la lumière est normal à cet axe. Un vernier accompagne une lunette dans son mouvement et l'on peut en repérer les positions sur un limbe gradué (fig. 33).

Les rayons lumineux, en pénétrant dans la demi-boule de verre ne subissent pas de réfraction puisqu'ils sont normaux à sa surface ; ils pénètrent nécessairement dans le liquide si celui-ci a un indice plus élevé que celui de la demi-boule et, pour une direction d'incidence convenable, se réfléchissent totalement contre le solide en contact avec le liquide. On peut très facilement se rendre compte qu'il n'est pas nécessaire de connaître l'indice du liquide intermédiaire. Il suffit donc de déterminer l'angle du rayon lumineux incident dans la boule de verre correspondant à l'incidence de réflexion totale dans le liquide.

Si le corps dont on veut mesurer l'indice est un cristal non cubique, il y aura naturellement pour chacun des rayons réfractés un angle limite de réflexion totale. Dans le champ de la lunette on verra donc deux voiles sombres empiétant l'un sur l'autre.

Dans le cas des cristaux appartenant à l'un des systèmes à axe principal, la position d'un de ces voiles ne changera pas quand on fera tourner la demi-boule autour de son axe vertical, ce qui revient à faire varier le plan d'incidence par rapport au cristal : c'est le voile qui correspond au rayon ordinaire. Au contraire, l'autre voile oscillera entre la position du voile du rayon ordinaire et une position correspondant à un indice extraordinaire plus grand ou plus petit que le premier.

Si le cristal appartient à l'un des trois derniers systèmes et qu'on fasse tourner comme précédemment la demi-boule, les deux voiles oscilleront en même temps et l'on pourra repérer un maximum et un minimum absolu qui fourniront le plus grand et le plus petit indice du cristal. Ils seront les mêmes quelle que soit la face du cristal en contact avec la demi-boule.

NATURE DES RAYONS RÉFRACTÉS, NICOLS. ELLIPSOIDE DES INDICES

Pour déterminer la nature des rayons réfractés, il faut utiliser des cristaux dont le pouvoir séparateur des deux rayons réfractés est grand afin d'avoir la possibilité d'expérimenter sur chacun de ces rayons séparément.

Dans ce but, il est commode de faire usage de la variété hyaline de carbonate de chaux qu'on nomme spath d'Islande. Le spath d'Islande se clive suivant les trois directions des faces d'un rhomboèdre. Un point lumineux observé à travers deux faces parallèles du spath donne deux images lumineuses de même intensité. Ces images ne présentent aucune variation d'intensité quand on fait tourner le spath dans le plan des deux faces au travers desquelles on regarde le point.

Si l'on superpose au premier cristal de spath un autre cristal, placé par rapport au rayon lumineux incident comme le premier spath, on obtient naturellement non plus deux mais quatre images du point lumineux puisque chacun des rayons réfractés dans le premier spath se dédouble dans le second ; mais l'on observe que ces quatre images n'ont pas la même intensité lumineuse.

Elles sont deux à deux identiques et elles varient d'intensité quand on fait tourner l'un des spaths par rapport à l'autre, les faces au travers desquelles on observe le point lumineux restant toujours parallèles. L'intensité de deux images augmente pendant que celle des deux autres diminue. Celles-ci disparaissent même complètement quand les premières ont atteint leur intensité maxima. Elles réapparaissent quand continue la rotation de l'un des spaths par rapport à l'autre et lorsqu'elles ont, à leur tour, leur intensité maxima, les premières ont disparu.

Cette très simple expérience nous indique que la lumière qui a traversé un spath n'est plus identique à la lumière incidente.

Afin de mieux comprendre ce qui se passe, éliminons l'un des deux rayons réfractés dans le premier spath de façon à n'expérimenter que sur un seul de ces rayons et pour cela construisons ce qu'on appelle un *prisme de Nicol.*

On utilise à cette fin un cristal de clivage de spath allongé suivant une arête *b*, mais également développé suivant les deux

autres arêtes *b*, et dont la première arête *b* est un peu plus petite que quatre fois la longueur des deux autres arêtes *b* (fig. 34).

On obtient ainsi un solide dont le plan RABS est plan de symétrie. On donne à ce plan le nom de *section principale*. On coupe alors le solide suivant un plan perpendiculaire à la section principale et faisant avec AR un angle de 87° environ et l'on recole les deux morceaux en les replaçant dans leur position primitive, avec du baume de Canada. Il y a donc maintenant dans le spath une lame de baume de Canada, perpendiculaire à la section principale. Tel est le prisme de Nicol.

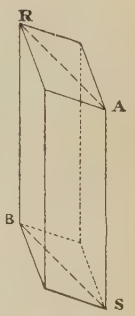


Fig. 34.

Si l'on fait tomber sur le nicol un rayon lumineux parallèle à l'arête *b* d'allongement il se dédouble, en passant dans le spath, en deux rayons réfractés dont l'un possède un indice de 1,483, c'est un rayon extraordinaire, et l'autre un indice de 1,658, c'est le rayon ordinaire. L'indice de réfraction du baume de Canada étant de 1,53, l'angle limite de réflexion totale du rayon ordinaire sur le baume est donné par la relation

$$\sin \lambda = \frac{1,53}{1,658}$$

qui conduit à une valeur de λ égale à 67°18′.

Or, si précisément la face *p* sur laquelle se fait l'incidence fait avec la lame de baume un angle de 87°, le rayon ordinaire tombe

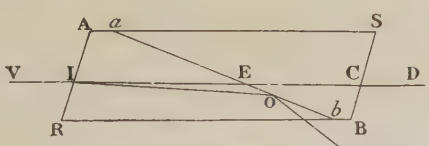


Fig. 35.

sous une incidence de 75°30′ ; il est donc totalement réfléchi (fig. 35). Absorbé par la monture du nicol, il ne traverse pas la seconde moitié de celui-ci. Seul passe le rayon extraordinaire. Le nicol nous permet ainsi la seule transmission d'un rayon extraordinaire réfracté.

Observons un point lumineux dont les rayons traversent d'abord le nicol puis un spath. Nous obtiendrons deux images dont les intensités seront différentes. Chaque intensité d'image

variera en sens inverse de l'autre quand on fera tourner le nicol ou le spath, et pour une certaine position du Nicol par rapport au spath, l'une des images disparaîtra. L'autre image disparaîtra à son tour pour une position du nicol à 90° de la précédente.

Si les deux images empiètent l'une sur l'autre, la partie commune garde une intensité constante.

Simplifions encore le phénomène et observons le point lumineux non plus à travers un nicol et un spath, mais à travers deux nicols. Il ne nous fournira plus qu'une image. Cette image variera d'intensité lumineuse quand on fera tourner l'un des nicols par rapport à l'autre, c'est-à-dire lorsqu'on fera varier l'azimut de la section principale d'un des nicols par rapport à la section principale de l'autre. Quand les deux sections principales seront parallèles, l'image aura son maximum d'intensité. L'intensité décroîtra quand on fera tourner l'un des nicols, et quand la section principale de l'un de ceux-ci sera perpendiculaire à la section principale de l'autre, l'image aura disparu. On dit que, dans ce dernier cas, *les deux nicols sont à l'extinction* et que leurs sections principales sont croisées ou, par abréviation, que les *deux nicols sont croisés*.

La lumière qui a traversé un nicol ne se comporte donc pas comme une lumière ordinaire puisqu'à l'aide d'un autre nicol on peut arriver à l'éteindre. On dit que cette lumière est *polarisée*. On appelle *Polariseur* le premier nicol qui sert à la produire, et *Analyseur* le second nicol qui sert à l'analyser, c'est-à-dire qui permet de reconnaître qu'elle est polarisée.

Si nous acceptons cette idée que la lumière est produite par une vibration, les expériences précédentes nous invitent à admettre :

1° Que la vibration n'est pas longitudinale, c'est-à-dire qu'elle n'est pas située dans la direction du rayon lumineux car, si elle l'était, l'analyseur, quand on le tourne par rapport au polariseur, ne changerait rien à la quantité de lumière transmise.

2° Qu'elle n'est pas oblique à la direction du rayon lumineux car, dans ce cas, on pourrait la décomposer en deux vibrations, l'une longitudinale, et l'autre normale au rayon, et l'on ne devrait jamais obtenir l'extinction complète de la lumière.

3° Qu'elle est normale au rayon lumineux qui la transmet.

Si elle était constituée par une courbe qu'on peut se représenter simplement comme une ellipse, on pourrait la remplacer par deux vibrations rectilignes rectangulaires. Mais on sait, et l'on

peut montrer expérimentalement que deux mouvements vibratoires rectilignes de même sens, situés dans le même plan, peuvent interférer, c'est-à-dire peuvent produire, s'il s'agit de rayons lumineux, des variations de l'intensité lumineuse.

A l'aide de deux nicols récoltant les rayons d'une source lumineuse, et installés de telle façon que ces rayons, après les avoir traversés, viennent à se rencontrer, nous pourrions produire deux vibrations elliptiques qui, décomposées en vibrations rectilignes, devraient interférer deux à deux, que les nicols aient leurs sections principales croisées ou parallèles. Or, l'expérience montre que l'interférence ne se produit que si les sections principales sont parallèles.

C'est donc que la vibration n'est pas décomposable en un couple de vibrations rectilignes rectangulaires et par conséquent qu'elle est elle-même simplement rectiligne.

La vibration polarisée est donc rectiligne et perpendiculaire au rayon suivant lequel elle est transmise.

Comme d'autre part on constate que l'intensité du rayon lumineux est la même lorsqu'on donne à l'analyseur même position de part et d'autre de la section principale du polariseur, on doit juger qu'elle est symétrique par rapport à la section principale de celui-ci. Elle ne peut donc être située que dans cette section principale ou perpendiculairement à elle.

Diverses considérations tirées de la théorie électro-magnétique de la lumière conduisent à admettre que la vibration polarisée transmise par le prisme de Nicol est située dans la section principale de celui-ci. La vibration qui correspond au rayon éliminé sur lequel nous pourrions expérimenter de même en utilisant un spath et un analyseur, est située dans le plan perpendiculaire à la section principale du nicol.

La transmission de la lumière au travers de deux nicols à sections principales parallèles, la diminution de l'intensité de la lumière quand augmente l'angle que font entre elles les sections, l'extinction quand cet angle atteint 90°, montrent que le nicol analyseur ne transmet de la vibration incidente que la composante située dans sa section principale.

Tout ce que nous avons dit jusqu'ici concerne les spaths, mais on peut très facilement vérifier qu'un cristal quelconque non cubique sur lequel tombe un rayon de lumière ordinaire donne naissance à deux rayons réfractés polarisés dont les vibrations *rectili-*

gnes sont *situées à angle droit l'une de l'autre*. Il suffit pour cela d'intercaler un nicol sur le trajet des rayons lumineux reçus dans la lunette du réfractomètre de Abbe et de constater que pour une position convenable du nicol on ne fait apparaître qu'un seul voile, et que l'autre voile apparaît seul quand on place la section principale du nicol à 90° de la première. Avec l'aide d'un nicol on éteint donc successivement les deux rayons réfractés.

Envisager des rayons tombant sous l'angle limite de réflexion totale contre un cristal dont on veut mesurer les indices revient à envisager des sections du cristal perpendiculaires au plan d'incidence, et des rayons se propageant dans le cristal normalement à ces sections, car la position de réflexion totale du rayon incident dans la demi-boule du réfractomètre correspond à une incidence rasante dans le cristal.

Les résultats auxquels nous conduisent les observations faites à l'aide du réfractomètre à demi-boule sont donc les mêmes que ceux auxquels nous conduirait l'observation de sections du cristal taillées perpendiculairement au plan d'incidence dans lesquelles se propageraient des rayons réfractés normaux à la direction de la section.

Sur toute lame taillée dans un cristal on peut donc marquer deux directions rectangulaires qui correspondent aux vibrations transmises par les rayons lumineux qui traversent la lame normalement à son plan. Ces deux directions s'appellent les *directions de vibration de la lame*. Chacune de ces deux vibrations correspond à un certain indice du rayon qui la transmet.

Il est commode de représenter géométriquement pour toutes les sections possibles d'un cristal, la direction des deux vibrations transmises et la valeur des indices qui leur correspondent.

On conçoit qu'à l'aide du réfractomètre de Abbe et d'un nicol dont on repérera l'azimut par rapport au plan d'incidence dans chacune de ses positions correspondant à la disparition de l'un des voiles de la lunette, on puisse repérer dans l'espace la position des directions de vibrations de toutes les sections possibles.

Si, conventionnellement, on représente toutes ces directions de vibrations par un vecteur auquel on donne une longueur proportionnelle à la valeur de l'indice, on obtient par le lieu des extrémités des vecteurs une surface limitant un certain volume.

Le volume obtenu est un ellipsoïde. Les axes de chaque ellipse

de section de cet ellipsoïde donnent, dans la section du cristal correspondante, les directions de vibration et la valeur des indices.

Au point de vue optique, nous sommes donc amenés à remplacer le cristal par un ellipsoïde qu'on nomme *ellipsoïde des indices.*

PROPRIÉTÉS OPTIQUES DES CRISTAUX MISES EN ÉVIDENCE PAR L'ELLIPSOIDE DES INDICES

On peut constater que l'ellipsoïde des indice des cristaux d'un système à axe principal est un ellipsoïde de révolution dont l'axe de révolution est le vecteur correspondant au plus grand ou au plus petit indice.

Une section quelconque de cet ellipsoïde passant par le centre donnera une ellipse dont l'un des axes sera égal au diamètre du cercle équatorial de l'ellipsoïde (fig. 36). Le demi-diamètre de ce cercle mesure l'indice ordinaire. Toutes les sections possibles de tels cristaux donneront donc le même indice ordinaire.

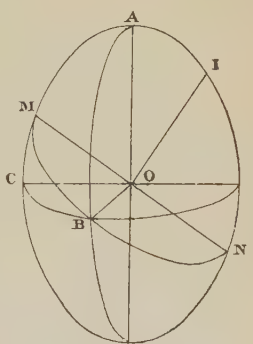


Fig. 36.

La section équatoriale de l'ellipsoïde est elle-même une section possible du cristal. Elle est circulaire, et nous ne saurions, dans ce cas, tracer sur celle-ci de directions privilégiées : il y a *monoréfringence* de la lumière transmise dans une direction normale. Cette direction s'appelle *direction de monoréfringence* ou encore *axe optique* du cristal, et les cristaux qui sont caractérisés par un tel ellipsoïde sont dits cristaux *uniaxes.*

Un cristal uniaxe dont l'axe optique coïncide avec la direction du *plus grand des indices* est tel que la différence entre n'importe quel indice extraordinaire et l'indice ordinaire est positive. On dit qu'on a affaire à un *uniaxe positif.*

Un cristal uniaxe dont l'axe optique coïncide avec la direction du *plus petit des indices* fournit pour la raison inverse un *uniaxe négatif.*

Dans le premier cas, l'ellipsoïde des indices est allongé suivant

son axe de révolution, dans le second cas il est aplati suivant ce dernier.

On désigne les indices extraordinaires par la lettre n_e, les indices ordinaires par la lettre n_o ; n_g et n_p désignent le plus grand et le plus petit indice.

Les cristaux des trois derniers systèmes ont un ellipsoïde des indices à trois axes inégaux.

Deux de ces axes sont le plus grand et le plus petit indice ; le troisième est un certain indice qu'on nomme *l'indice moyen* et qu'on désigne par n_m.

Toute section de l'ellipsoïde passant par l'un des trois axes admet elle-même l'un de ceux-ci pour l'un de ses axes et pour l'autre axe une direction perpendiculaire. Les diamètres de l'ellipsoïde perpendiculaires à la direction de n_m sont tous situés dans le plan déterminé par n_g et par n_p. Comme l'on passe d'une façon continue de la valeur de n_g à la valeur de n_p, on passera nécessairement entre les deux valeurs par la valeur de n_m. On déterminera donc ainsi une section de l'ellipsoïde dont les axes seront égaux à n_m. Cette section est un cercle (fig. 37). Une direction de monoréfringence OV lui correspond dans le cristal. Mais comme l'ellipsoïde est symétrique par rapport aux plans déterminés par ses trois axes, si la section circulaire a été déterminée d'un côté de n_g, une autre section identique devra se trouver de l'autre côté correspondant elle aussi à une direction de monoréfringence OV'.

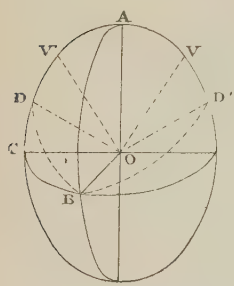


Fig. 37.

Il y a donc, dans les cristaux caractérisés par un ellipsoïde des indices à trois axes, deux directions de monoréfringence. Chacune de ces directions prend aussi le nom d'*axe optique*. L'ellipsoïde a *deux axes optiques*. On dit que les cristaux qu'il caractérise sont *biaxes*.

On peut, en résumé, caractériser au point de vue optique les cristaux de la manière suivante :

Les cristaux tricliniques, monocliniques, orthorhombiques, sont caractérisés par un ellipsoïde à trois axes. Ils ont deux directions de monoréfringence. On les dit biaxes. Il est clair que le ou les axes binaires de ces cristaux sont nécessairement de même direction que les axes n_g, n_m ou n_p de l'ellipsoïde.

Les cristaux rhomboédriques, quadratiques, hexagonaux, sont caractérisés par un ellipsoïde de révolution. Ils ont une direction de monoréfringence. On les dit uniaxe. L'axe de révolution de l'ellipsoïde a même direction que l'axe de symétrie principal du système cristallin.

Une sphère pourra caractériser les cristaux cubiques. Ils n'ont que des directions de monoréfringence.

ÉTUDE D'UNE LAME CRISTALLINE PLACÉE ENTRE DEUX NICOLS CROISÉS

Deux nicols croisés interceptent le passage de la lumière. Une lame cristalline interposée entre ces deux nicols rétablit le passage de la lumière.

Si l'on fait tourner cette lame dans son plan, l'intensité lumineuse, à partir d'un maximum, décroît et, pour une certaine position de la lame, la lumière est interceptée comme s'il n'y avait pas de lame cristalline entre les deux nicols.

On constate qu'à ce moment les traces, sur le plan de la lame, des sections principales de l'analyseur et du polariseur coïncident avec les directions de vibrations de la lame. Si l'on continue à faire tourner la lame dans son plan, on rétablit le passage de la lumière. L'intensité est maxima quand les directions de vibrations sont à 45° des directions des sections principales des nicols, puis l'intensité diminue et l'extinction est obtenue pour une position de la lame à 90° de celle de la première extinction.

Une lame cristalline présente donc quatre extinctions par tour.

ANGLE D'EXTINCTION D'UNE LAME

C'est l'angle que fait l'une des directions de vibration de la lame avec une certaine direction repérable sur la lame elle-même, telle, par exemple, qu'une ligne de contours du cristal ou la trace d'un clivage. Une lame présente nécessairement deux angles d'extinction complémentaires l'un de l'autre.

La mesure de l'angle se fait facilement au microscope polarisant (1).

POLARISATION CHROMATIQUE EN LUMIÈRE PARALLÈLE

Rappelons tout d'abord qu'on assimile à un mouvement uniforme le mouvement vibratoire par lequel nous avons caractérisé la lumière polarisée. La période du mouvement vibratoire, c'est le temps T nécessaire pour qu'une vibration soit accomplie. Le mouvement vibratoire se transmet de proche en proche avec une vitesse qui est nécessairement celle de la lumière V, puisque c'est lui-même qui est la cause de la production de la lumière. L'espace parcouru par la lumière pendant le temps T s'appelle la longueur d'onde de la lumière. On la désigne par λ et l'on peut écrire la relation $\lambda = VT$ qui est du même type que l'équation du mouvement uniforme $e = vt$. λ n'a pas la même valeur pour toutes les radiations. Cette valeur décroît du rouge au violet.

Rappelons en outre que l'indice de réfraction d'un corps quelconque par rapport à l'air peut être considéré, si l'on admet les postulats de la physique moderne, comme égal au rapport de la vitesse de la lumière dans l'air, soit V, à la vitesse de la lumière dans le corps considéré, soit v.

Cela posé, faisons arriver sur une lame cristalline d'épaisseur e de la lumière blanche polarisée et de telle façon que tous les rayons en traversent cette même épaisseur e. Ces rayons forment ce qu'on nomme un faisceau de rayons polarisés parallèles. Chaque rayon incident donne naissance à deux rayons réfractés d'indices différents, dont les vibrations se transmettent par conséquent avec des vitesses différentes.

L'une des vibrations, pour se transmettre à travers la lame met un temps $t = \frac{e}{v}$, l'autre un temps $t' = \frac{e}{v'}$.

A leur sortie de la lame, les deux vibrations ne sont plus synchrones ; l'une retarde sur l'autre et ce retard est exprimé par la différence :

$$t - t' = e\left(\frac{1}{v} - \frac{1}{v'}\right)$$

(1) La description de cet instrument serait oiseuse. Pour le connaître, il faut le manier.

qui peut s'écrire, si V est la vitesse de la lumière dans l'air :

$$t - t' = \frac{e}{V}\left(\frac{V}{v} - \frac{V}{v'}\right)$$

ou, d'après ce que nous venons de dire plus haut :

$$t - t' = \frac{e}{V}(n - n').$$

Ces deux vibrations, situées comme nous le savons dans des plans rectangulaires, se composent à leur sortie de la lame.

On démontre en mécanique, et l'on peut montrer expérimentalement par l'expérience des diapasons croisés de Lissajous, que le mouvement résultant de la composition des deux vibrations rectangulaires, prises dans les conditions des précédentes, est une ellipse dont la forme et l'orientation dépendent du rapport de $t - t'$ à T :

$$\frac{t - t'}{T} = \frac{e}{VT}(n - n') = \frac{e}{\lambda}(n - n')$$

ce qui montre qu'au sortir de la lame la vibration résultante dépend de λ. Pour chaque λ du spectre, si la lumière incidente était blanche, nous aurons donc une ellipse de forme et d'orientation différente.

L'analyseur ne prendra de chacune des vibrations qui correspondent aux différents λ que les composantes situées dans sa section principale. Il n'y aura plus les mêmes proportions des diverses radiations que dans la lumière blanche. La lumière vue à travers l'analyseur sera donc colorée.

Toutes les fois que $(n - n')e = K\lambda$, K étant un nombre entier, la vibration, à la sortie de la lame, au lieu d'être elliptique, est rectiligne et dirigée comme était dirigée la vibration incidente. Elle est donc éteinte par l'analyseur et, si la lumière incidente était blanche, on voit la couleur complémentaire de la radiation éteinte.

Cherchons toutes les valeurs possibles de $e(n - n')$ comprises entre les limites de variation de λ pour $K = 1$, $K = 2$, $K = 3$, etc. Les teintes obtenues constituent ce qu'on appelle l'échelle de Newton. La valeur de K égale à l'unité fournit le premier ordre, celle de K égale à 2 le deuxième ordre, et ainsi de suite, de cette échelle. La valeur de $e(n - n')$ s'exprime en millionième de millimètre.

Le tableau suivant donne, pour les premiers ordres, une indication de la variation des teintes.

Les teintes des ordres supérieurs sont de plus en plus lavées.

Si $(n - n')e$ est plus petit que la plus petite longueur d'onde, aucune couleur n'est éteinte. C'est le cas des premières teintes.

Si $(n - n')e$ est un multiple différent de deux longueurs d'ondes, la teinte sera grise. C'est le cas des ordres supérieurs. Ainsi $3\lambda_{\text{rouge}} = 4\lambda_{\text{violet}}$ sensiblement.

RETARDS	TEINTES	
0	gris de fer	
100	gris lavande	
	gris bleu	
200	gris clair	
300	jaune clair	
400	jaune brillant	1er ordre
500	rouge orangé	
	pourpre	
550	violet (teinte sensible)	
	bleu	
700		
	vert	
800		
	jaune	2e ordre
930	jaune orangé	
1.000	orangé rougeâtre	
1.100	rouge violacé foncé (teinte sensible).	

La teinte d'une lame placée entre nicols croisés dépend donc, d'une part, de son épaisseur et, d'autre part, de l'orientation dans laquelle elle est taillée, puisqu'elle dépend du produit $e(n - n')$.

Quand l'épaisseur d'une lame augmente, les teintes vont des ordres inférieurs aux ordres supérieurs ; on dit que *la teinte monte* dans l'échelle de Newton ; si l'épaisseur diminue *la teinte baisse*.

De plusieurs lames diversement orientées dans un cristal, mais de même épaisseur, celle qui aura la teinte la plus élevée sera celle dont la différence des deux indices sera la plus grande.

De toutes les lames qu'on peut tailler dans des cristaux uniaxes, toutes celles qui passeront par l'axe optique du cristal auront la

teinte la plus élevée. De toutes celles qu'on peut tailler dans un cristal biaxe, celle qui passera *par le plan des axes optiques* et qui, de ce fait, contiendra n_g et n_p aura la teinte la plus élevée.

La teinte violette qui marque la limite entre le premier et le deuxième ordre et qui correspond à un retard entre les deux vibrations de 550 est telle qu'un très petit retard en plus ou en moins la fait virer soit au rouge, soit au bleu. Pour cette raison on la nomme teinte sensible.

Sans avoir établi *a priori* l'existence de la polarisation chromatique en lumière parallèle, nous eussions pu en considérer l'existence comme un fait d'expérience et établir toute la série des couleurs de l'échelle de Newton en faisant varier l'épaisseur d'une lame d'orientation constante, ce qu'il est facile de faire avec une lame taillée en biseau.

Nous eussions pu également établir par expérience la variation des teintes des lames également épaisses en fonction de l'orientation en taillant une plaque dans un agrégat de cristaux de la même espèce minérale orientés en tous sens. Nous eussions vu que la variation des teintes se poursuivait depuis l'extinction constante (sections perpendiculaires à un axe optique qui correspondent à une direction de monoréfringence) jusqu'à un certain maximum et que la série des teintes obtenues se répartissait dans l'échelle établie expérimentalement comme précédemment.

La différence des indices extrêmes d'un minéral exprime ce qu'on nomme sa *biréfringence*. La teinte qui, pour une épaisseur donnée traduit cette biréfringence, est un caractère de chaque espèce minérale.

POLARISATION CHROMATIQUE EN LUMIÈRE CONVERGENTE

Dans l'étude des phénomènes de polarisation que nous avons faite, nous ne nous sommes, jusqu'ici, préoccupés que des rayons lumineux qui, transmis par le nicol polariseur, cheminaient parallèlement entre eux dans la lame cristalline. Tout ce qui pouvait être dit de l'un de ces rayons lumineux pouvait également être dit d'un autre.

Supposons maintenant que nous fassions converger un faisceau

de rayons lumineux polarisés vers un point de la face inférieure d'une lame cristalline. Du point lumineux ainsi produit émaneront dans la lame une série de rayons réfractés qui la parcoureront en tous sens et en traverseront des épaisseurs différentes. D'ailleurs, les vibrations correspondant à chacun de ces rayons varieront en direction et en valeur d'indice ; de sorte que pour toutes les directions de transmission, à l'intérieur de la lame cristalline, des deux rayons réfractés dont les directions de vibrations sont données par la section correspondante de l'ellipsoïde des indices, la valeur du produit $(n - n')e$ ne sera pas la même. Le lieu des points pour lesquels elle est la même est une courbe d'une certaine couleur, qui a reçu le nom de courbe isochromatique.

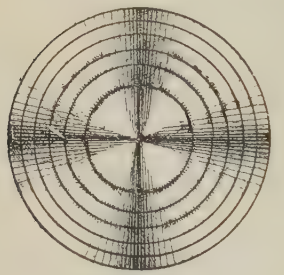


Fig. 38.

D'autre part, parmi tous les rayons émanés du point lumineux de la face inférieure de la lame cristalline, il en est suivant lesquels se transmettent deux vibrations dont les directions sont parallèles aux sections principales de l'analyseur et du polariseur, toujours supposées croisées. Les points d'émergence de ces rayons sur la face supérieure de la lame seront obscurs si l'on opère entre nicols croisés. Leur lieu est désigné sous le nom de ligne neutre.

On constate que dans les cristaux uniaxes taillés normalement à l'axe optique, les courbes isochromatiques sont des cercles centrés sur la trace de l'axe optique, et les lignes neutres deux branches noires d'une croix, également centrées sur la trace de cet axe, et parallèles aux directions des sections principales des nicols (fig. 38). Si la section de la lame est oblique sur l'axe, les lignes neutres et les branches de la croix noire sont encore centrées de même, mais le centre ne coïncide évidemment plus avec la projection de l'axe du microscope qui sert à l'observation. Dans ce cas, si l'on fait tourner la lame dans son plan, on constate que les courbes isochromatiques suivent le mouvement, mais que les branches de la croix noire se déplacent parallèlement à elles-mêmes, restant constamment parallèles aux sections principales de l'analyseur et du polariseur.

Les cristaux biaxes taillés normalement à la bissectrice de l'angle aigu des axes optiques ont pour courbes isochromatiques

des lignes analogues à ce que les géomètres nomment des lemniscates, et pour lignes neutres deux branches d'hyperbole. Les courbes isochromatiques suivent le mouvement de la lame quand on fait tourner celle-ci dans son plan, mais les branches d'hyperboles se déforment. Elles se réunissent et donnent lieu à une apparence de croix noire lorsque le plan des axes optiques coïncide avec l'une des sections principales de l'analyseur et du polariseur (fig. 40). Elles deviennent des hyperboles équilatères quand ce même plan des axes optiques est situé à 45° des sections principales de l'analyseur et du polariseur, leurs pôles coïncidant

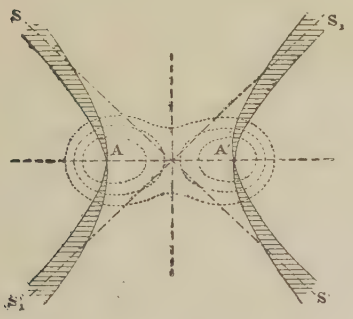


Fig. 39.

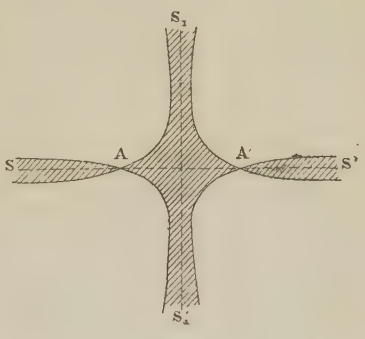


Fig. 40.

avec la trace des axes optiques sur le plan de la lame (fig. 39). Si la section se trouve taillée perpendiculairement à un axe optique, il n'apparaît qu'une branche d'hyperbole.

L'examen des minéraux en lumière convergente dans le cas de sections minces ne permet pas, à moins qu'il ne s'agisse de minéraux de forte biréfringence, d'observer les courbes isochromatiques. On n'est donc appelé à observer, dans la plupart des cas, que les lignes neutres. Avec un peu d'habitude, on arrive très bien à distinguer ainsi les cristaux uniaxes des cristaux biaxes. Toutefois, les lignes neutres n'ont les caractères typiques que nous venons d'indiquer que lorsque les sections des minéraux sont voisines des orientations que nous avons primitivement choisies ; c'est-à-dire pour les cristaux uniaxes, voisines de la normale à l'axe optique, pour les cristaux biaxes, voisines de la bissectrice aiguë des axes optiques, ou normale à l'un des axes optiques.

Des cristaux uniaxes taillés très obliquement sur l'axe optique peuvent effectivement donner les mêmes apparences que des

cristaux biaxes. Il convient donc de choisir parmi toutes les sections qui se présentent celles qui offrent le minimum de biréfringence. De telles sections fourniront les lignes caractéristiques des cristaux uniaxes ou des cristaux biaxes.

PHÉNOMÈNES DE POLYCHROISME

Un corps est incolore s'il absorbe également toutes les radiations de la lumière blanche qui le pénètre. S'il absorbe certaines radiations lumineuses plus que d'autres, il est coloré. Si cette absorption des radiations lumineuses se fait inégalement dans diverses directions, le corps est dit polychroïque.

Tel est, par exemple, le cas de la *cordiérite* qui, en lames épaisses, apparaît bleue dans une direction et grise dans la direction perpendiculaire.

Au lieu d'observer, à travers un cristal, de la lumière blanche ordinaire, observons de la lumière polarisée par un nicol. Nous constaterons qu'il est des cristaux qui montrent une certaine coloration quand une des directions de vibration de la lame est parallèle à la vibration de la lumière polarisée et une autre coloration quand l'autre des directions de vibration est parallèle à celle-ci.

S'il s'agit d'un cristal uniaxe et qu'on observe celui-ci en lame taillée parallèlement à l'axe, on verra une certaine teinte quand n_g coïncidera avec la vibration polarisée, une autre teinte quand la coïncidence se fera avec n_p. L'un des deux indices, ordinaire et extraordinaire, correspond au plus grand ou au plus petit indice du cristal, aussi exprime-t-on le polychroïsme en fonction du plus grand et du plus petit indice et l'on écrit (dans le cas du *rutile* par exemple) :

$$n_g = \text{jaune brun}$$
$$n_p = \text{jaune.}$$

S'il s'agit d'un cristal biaxe on en exprimera le polychroïsme en fonction de n_g, n_m, n_p.

Certains cristaux de *tourmaline* verte possèdent cette particularité d'absorber complètement toutes les radiations lumineuses dans un sens perpendiculaire à la direction de l'allongement de leurs prismes. Si donc de la lumière blanche vient tomber directe-

ment sur une lame taillée dans une tourmaline parallèlement à la direction d'allongement du prisme, des deux vibrations polarisées correspondant aux rayons réfractés, une seule est transmise : c'est celle qui vibre parallèlement à l'allongement du prisme (elle est parallèle à n_p ; la tourmaline est optiquement négative). On peut donc utiliser comme polariseur une telle lame de tourmaline.

DE DIVERSES DÉTERMINATIONS OPTIQUES FAITES COURAMMENT EN PÉTROGRAPHIE POUR DÉTERMINER LES MINÉRAUX OBSERVÉS EN LAMES MINCES.

Ces déterminations se font à l'aide du microscope polarisant.

1° ***Appréciation de l'indice relatif.*** — Un œil exercé sait facilement distinguer en section mince un minéral d'indice élevé d'un minéral d'indice moyen ou faible. Le premier donne à l'œil une impression de relief caractéristique.

Du grenat, de l'apatite, des feldspaths, minéraux d'indice élevé, moyen et faible, se différencient ainsi très nettement. Mais s'il s'agit de minéraux d'indices très voisins, l'œil devient incapable d'en apprécier les différences. Il est alors commode d'employer le procédé dit de Becke.

Dans une même lame mince, deux minéraux d'indices différents étant en contact, si des rayons lumineux viennent converger en un point de leur surface de contact, certains de ces rayons réfléchis totalement dans le milieu d'indice le plus élevé ne traverseront pas la surface de contact : ils se réuniront aux rayons issus du milieu d'indice le plus faible et donneront, dans le milieu d'indice le plus élevé, à la partie supérieure de la lame, une impression lumineuse plus vive. Tous les points de la surface de contact des deux minéraux pouvant agir de même, on verra, quand on soulèvera l'objectif du microscope, une petite ligne lumineuse se déplacer dans le minéral d'indice le plus élevé en s'éloignant de la ligne de contact.

2° ***Déterminer le sens du maximum d'absorption dans le cas de minéraux polychroïques.*** — La direction de vibration du rayon polarisé issu du nicol polariseur donnera précisément le sens du

maximum d'absorption. On la repèrera par rapport à certaines lignes mises en évidence par la section du cristal : direction de clivage ou direction d'allongement.

Exemple : le mica noir taillé perpendiculairement au clivage présente des sections allongées qui offrent le maximum d'absorption, c'est-à-dire la teinte la plus foncée, quand la direction de vibration issue du polariseur est parallèle à l'allongement de la section.

Au contraire, la tournaline taillée parallèlement à l'axe du prisme donne des sections allongées qui offrent le maximum d'absorption quand la direction de vibration du polariseur est perpendiculaire à l'allongement de la section.

3° ***Déterminer l'angle d'extinction d'un cristal dans une section donnée par rapport à une direction choisie.*** — On repère l'une des positions d'extinction du cristal et l'on calcule l'angle dont il faut le tourner pour amener la coïncidence de la direction choisie (trace de clivage, direction de face) avec l'un des fils du réticule du microscope (les fils du réticule étant supposés en coïncidence avec les directions de vibration de l'analyseur et du polariseur).

Toute section cristalline a nécessairement deux angles d'extinction complémentaires l'un de l'autre.

L'un de ces angles d'extinction correspond à un certain indice plus grand ou plus petit que l'autre.

On dit qu'un minéral s'éteint à 0°, s'il s'éteint suivant la direction choisie.

4° ***Des deux directions de vibrations d'une lame cristalline, déterminer celle qui correspond soit au plus grand, soit au plus petit indice.*** — On superpose à la lame cristalline une autre lame auxiliaire sur laquelle on a déjà marqué la direction de vibration correspondant au plus grand indice (On choisit une lamelle de mica assez mince pour qu'entre les deux vibrations qui la traversent il n'y ait à la sortie qu'un faible retard : lame dite de mica 1/4 d'onde). La superposition se fait de telle façon que la lame cristalline étant dans la position du maximum de lumière, c'est-à-dire ses directions de vibrations à 45° des fils du réticule, il y ait en direction coïncidence deux à deux des vibrations.

Après la superposition, la teinte de la lame cristalline a changé.

Elle a monté ou elle a baissé dans l'échelle de Newton. Si elle a monté, c'est que les retards entre les vibrations à la sortie de la lame cristalline puis à la sortie de la lame auxiliaire se sont ajoutés. C'est donc qu'on a superposé les mêmes vibrations aux mêmes vibrations, c'est-à-dire l'une à l'autre, celles du plus grand indice et celles du plus petit indice. Dans le cas inverse, c'est que les vibrations ont été contrariées. Il suffit, dans chaque cas, d'observer comment est située la ligne (une flèche généralement) indiquant sur la lame auxiliaire la direction du plus grand indice.

5° ***Déterminer le signe de l'allongement d'une section***. — On dit que l'allongement est positif si la direction d'extinction cor-

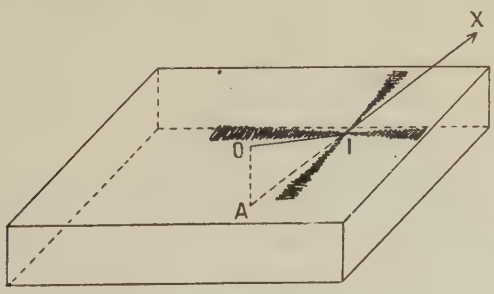


Fig. 41.

respondant au plus petit angle coïncide avec la vibration d'indice le plus grand des deux. On dit que l'allongement est négatif dans le cas inverse. La détermination se fait donc comme précédemment à l'aide de la lame auxiliaire.

Le signe de l'allongement est surtout caractéristique des minéraux qui s'éteignent à 0°.

6° ***Dans le cas d'un biaxe, reconnaître une section parallèle au plan des axes optiques***. — Une telle section contient n_g et n_p. Elle présente donc le maximum de biréfringence. Elle aura parmi toutes les sections considérées la teinte la plus élevée dans l'échelle de Newton.

7° ***Déterminer le signe optique d'un cristal uniaxe***. — Le plus souvent, la section observée n'est pas centrée sur l'axe. On voit

en lumière convergente une branche de croix noire qui se déplace parallèlement aux sections principales des nicols. Au moment où la branche de croix noire passe par le centre du champ, elle coïncide avec la direction de la vibration extraordinaire (1) (fig. 41). On détermine en lumière parallèle si cette direction de vibration extraordinaire correspond au plus grand ou au plus petit des deux indices dans la section considérée.

(1) Il est facile de se rendre compte que la vibration extraordinaire s'obtient dans le cas d'un uniaxe en projetant l'axe optique AIX sur le plan de la section considérée. La droite OI qui joint le centre du champ au centre invisible de la croix noire est donc la vibration extraordinaire. Elle coïncide naturellement avec la branche de croix noire quand celle-ci passe par le centre du champ.

PREMIÈRE PARTIE

LES ROCHES ÉRUPTIVES

LES MINÉRAUX DES ROCHES ÉRUPTIVES

Nous avons dit que les roches éruptives étaient uniquement formées de minéraux ou de verres, qui sont comme des minéraux fondus. Si l'on sait reconnaître quels minéraux forment la roche et dans quels rapports ils sont entre eux, on pourra la déterminer minéralogiquement.

Si les minéraux constitutifs de la roche sont assez gros pour que l'on puisse les reconnaître à l'œil nu, et si leur mode d'arrangement est, en outre, ainsi visible, on pourra très rapidement déterminer la roche ; mais dans bien des cas les minéraux sont très petits et il faudra recourir à des instruments grossissants pour les bien observer.

La roche est alors examinée en lames minces. A l'aide d'abrasifs appropriés et suivant une technique dont la connaissance est assez répandue, on réduit un fragment de la roche à n'être plus qu'une petite lame de 2 à 3 centièmes de millimètre d'épaisseur, qu'on monte entre deux lamelles de verre. Sous une telle épaisseur, les propriétés optiques des minéraux sont, dans la plupart des cas, facilement déterminables, grâce à l'emploi du microscope polarisant.

Bien des minéraux peuvent entrer dans la constitution d'une roche éruptive, mais de fait, quelques espèces seulement sont caractéristiques de chaque type de roches. Ces espèces caractéris-

tiques sont les minéraux essentiels de la roche. Ce sont des silicates.

Leur description peut être faite suivant des ordres variés. Nous adopterons celui qui nous conduira des silicates basiques aux silicates acides. Nous examinerons ensuite les minéraux autres que les silicates.

Nous décrirons tout d'abord les silicates *essentiels*, nous bornant d'ailleurs à indiquer leur nature et les propriétés qui les caractérisent aux yeux du pétrographe, puis nous dirons quelques mots de ceux des autres minéraux qu'on rencontre avec une fréquence relative dans beaucoup de types de roches mais qui, ne servant pas à la définition des principaux types, n'y jouent qu'un rôle *accessoire*.

SILICATES ESSENTIELS DES ROCHES ÉRUPTIVES

LES PÉRIDOTS

Ce sont des minéraux orthorhombiques dont la formule peut s'écrire $2(Fe\ Mg)O\ SiO^2$: ce sont donc des orthosilicates. Ils forment une série allant d'un terme uniquement magnésien (la forstérite) à un terme uniquement ferrifère (la fayalite).

L'*olivine* est un terme moyen qui doit son nom à sa couleur vert-olive. C'est cette espèce qu'on trouve le plus généralement dans les roches éruptives. Dans bien des cas, les cristaux d'olivine n'ont pas le faciès extérieur d'un cristal : ils sont en *grains*. Quand les cristaux ont des contours nets, quand ils sont « idiomorphes », ils sont souvent allongés suivant l'arête pg^1 ; leur forme étant $g^3g^1e^1$. Le plus grand nombre des sections présentera donc une forme hexagonale. Parfois les cristaux sont corrodés.

La réfringence, forte, atteint 1,68 ; la biréfringence, élevée, atteint 0,036. Dans les plaques d'épaisseur normale, une telle biréfringence donnera le vert du deuxième ordre. Le plan des axes optiques est situé dans h^1 ; n_g est perpendiculaire à p ; n_p est perpendiculaire à g^1. L'angle 2V des axes optiques est d'environ 90° dans l'olivine dite des basaltes. La plupart des sections hexagonales s'éteindront donc suivant l'un des diamètres de l'hexa-

gone qui, dans la plupart des cas, représentera l'allongement de la section du cristal.

L'olivine est incolore en lames minces et ne montre pas de clivages distincts. Elle possède généralement des cassures curvilignes.

L'olivine est fréquemment altérée. Elle est souvent complètement transformée en carbonate de chaux (calcite) ou en un amas de petites lamelles de talc, ou encore en serpentine (l'un et l'autre sont des hydrosilicates de magnésie). Cette dernière transformation de l'olivine est la plus fréquente. On peut observer qu'elle se produit à partir des cassures curvilignes du cristal et que se transmettant de proche en proche elle arrive à gagner toute la masse de celui-ci (V. pl. I, fig. 1 et 6).

La faible biréfringence de la serpentine donnant une teinte gris bleuté dans les lames d'épaisseur normale, sa manière d'être en petites houpettes, la coloration d'un vert très clair qu'on lui voit en lumière non analysée sont autant de caractères qui permettent de la reconnaître.

La rubéfaction est encore un autre mode d'altération de l'olivine : il y a formation d'hématite qui envahit la masse du cristal par ses contours extérieurs ou par ses cassures.

LES PYROXÈNES

Ceux d'entre eux qui entrent comme éléments essentiels dans les roches éruptives sont des métasilicates de fer, de magnésie, de chaux ; il en est qui sont alumineux ; certains aussi sont alcalins. Ils sont orthorhombiques ou monocliniques et l'angle du prisme de leur primitif est voisin de 90°, oscillant entre 87° et 93°. Deux clivages suivant la direction des faces *m* sont parfois nettement visibles.

1° ***Pyroxènes orthorhombiques***. — Ils ne sont ni alumineux, ni calciques, mais seulement magnésiens et ferrifères. Ils forment une série continue allant d'un terme magnésien, l'*enstatite* ($MgO\ SiO^2$), à des termes de plus en plus riches en fer. On appelle *bronzites* ceux qui contiennent de 5 à 14 0/0 de fer, et *hypersthènes* $(Fe\ Mg)O\ SiO^2$, ceux dans lesquels croît encore la proportion de cet élément.

Généralement allongés suivant l'axe vertical, c'est-à-dire dans la direction h^1g^1 et souvent aplatis suivant g^1. Dans les bronzites et dans les hypersthènes, un clivage g^1 net et facile, à reflets bronzés et mordorés, est caractéristique.

Le plan des axes optiques est situé dans g^1 ; n_g étant parallèle à l'axe vertical (allongement positif, extinction suivant l'allongement). La réfringence, voisine de celle de l'olivine, atteint 1,70. La biréfringence, faible, est de 0,013, qui ne donnera dans les plaques d'épaisseur normale que le début du jaune du premier ordre. En lames minces, les hypersthènes sont polychroïques dans les tons verts et roses pâles.

Les pyroxènes orthorhombiques s'altèrent fréquemment et se transforment en serpentine, souvent ainsi que fait l'olivine, mais parfois aussi de telle manière qu'un seul individu cristallin de serpentine se produit sur le pyroxène et s'oriente sur lui (cette serpentine, d'aspect lamellaire, se nomme la *bastite*).

Certaines hypersthènes se montrent en lames minces comme formées de nombreuses et fines lamelles hémitropes tricliniques mâclées entre elles.

2° ***Pyroxènes monocliniques.*** — Les uns sont alumineux, les autres ne le sont pas.

A) Pyroxènes non alumineux. — Le *diopside* est essentiellement magnésien et calcique et répond à la formule $(Mg, Ca)O\ SiO^2$, la proportion de CaO étant, en général, de 24 à 25 0/0 et celle de MgO de 19 0/0 ; un peu de fer pouvant d'ailleurs remplacer le magnésium.

Le plan des axes optiques est situé dans g^1 ; n_g fait avec la direction de l'axe vertical un angle (angle α) de 38° dans les variétés dépourvues de fer et qui peut atteindre 44°. La réfringence oscille autour de 1,70. La biréfringence est de 0,030.

B) Pyroxènes alumineux. — On peut se les représenter au point de vue chimique comme formés par l'union d'un diopside avec un corps de formule $(Mg, Fe)O\ Al^2O^3\ SiO^2$, auquel on a donné le nom de Silicate de Tschermak. Ils forment les *augites*. Certaines augites sont alcalines : il s'adjoint alors aux deux radicaux constituant l'augite un radical de formule $Na^2O\ Fe^2O^3\ 4SiO^2$ qui peut s'écrire sous la forme d'un métasilicate $(SiO^3)^2\ Fe, Na$, et qui est

la formule de l'*ægyrine*, pyroxène également monoclinique. Les augites sodiques sont souvent nommées augites ægyriniques. Il y a aussi des diopsides ægyriniques.

Le clivage m des augites s'observe bien dans les lames minces (fig. 42). Le large développement, dans les cristaux (fig. 43), des pinacoïdes h^1 et g^1 donne avec les faces du prisme m des sections octogonales très caractéristiques.

Comme dans les diopsides, le plan des axes optiques est situé dans g^1. L'angle que fait n_g avec l'axe vertical (direction mm) est variable suivant qu'on a affaire aux augites proprement dites, à l'augite ægyrinique ou à l'ægyrine. Dans l'augite, cet angle varie de 38° à 51°, dans l'augite ægyrinique il atteint 60° et dans

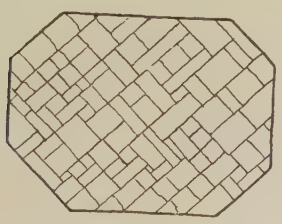


Fig. 42.

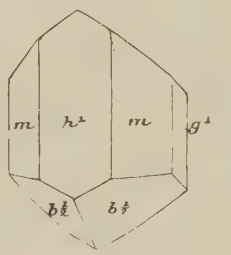


Fig. 43.

l'ægyrine 95°. Dans ce dernier cas, n_p se trouve à 5° de l'axe vertical : le minéral étant allongé parallèlement à l'arête mm présente donc un allongement négatif. La réfringence moyenne des augites est de 1,7, et de l'ægyrine de 1,8. Les biréfringences sont respectivement, pour les augites, de 0,022 à 0,030, et pour l'ægyrine de 0,050.

Les augites, peu ou pas polychroïques, sont parfois légèrement teintées de vert ou de violet (variétés titanifères) ; elles paraissent toujours moins limpides que l'olivine. L'ægyrine est très polychroïque dans les tons verts (n_g : vert jaunâtre ; n_p : vert).

La *diallage* est un pyroxène alumineux dans lequel se présente un clivage h^1 facile, qui possède un éclat nacré et métalloïde caractéristique. Si l'on voit naître ce clivage dans un pyroxène, on dit que ce pyroxène *diallagise*. Il s'agit en somme moins d'une espèce minérale particulière que d'un faciès spécial d'augites généralement peu alumineuses.

Les pyroxènes monocliniques sont sujets aux altérations comme

l'étaient les pyroxènes orthorhombiques, mais ils se transforment plus généralement en carbonate de chaux ou en talc. Très fréquemment aussi ils verdissent sur les bords par suite de leur transformation en une amphibole d'un vert pâle par transparence. Cette transformation constitue ce qu'on nomme l'*ouralilisation* des pyroxènes, du nom de l'ouralite donné autrefois à cette

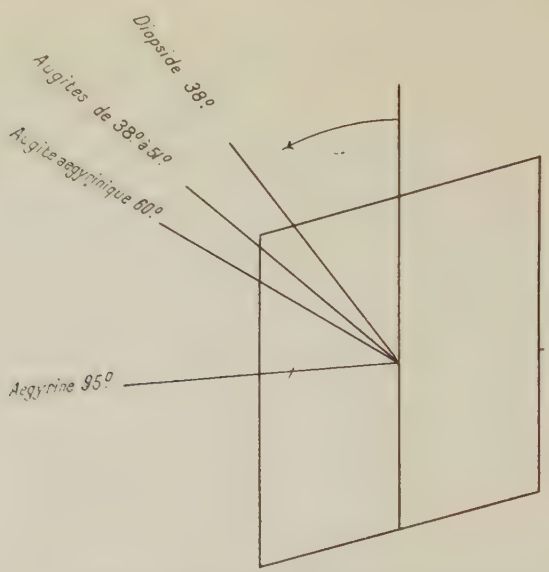


Fig. 44. — Angles d'extinction des pyroxènes dans la face g^1.

variété d'amphibole. La transformation des pyroxènes n'est d'ailleurs pas uniquement due à des phénomènes d'altération postérieurs à la consolidation définitive de la roche, elle est fréquemment le fait de phénomènes contemporains de la consolidation même de la roche.

LES AMPHIBOLES

Les amphiboles sont, comme les pyroxènes, des métasilicates de fer, de magnésie et de chaux avec ou sans alumine; elles forment un des éléments constituants d'un grand nombre de roches tant éruptives que métamorphiques ou cristallophylliennes.

Les amphiboles qui caractérisent les roches éruptives sont

représentées par quelques espèces seulement ; c'est d'elles que nous nous occuperons ici, réservant la description des autres amphiboles pour le moment où nous parlerons des roches particulières qu'elles caractérisent à leur tour.

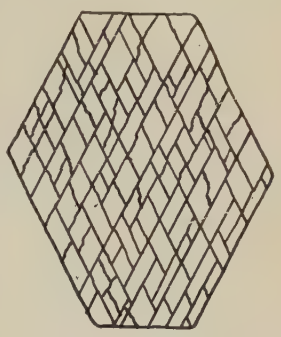


Fig. 45.

Il y a des amphiboles orthorhombiques, monocliniques et tricliniques ; les deux premières séries ayant seules quelqu'importance pour nous. Toutes présentent deux directions de clivage suivant les faces m de leur primitif, généralement très faciles et d'aspect brillant, dont l'angle est de 124° environ (fig. 45) ; et c'est là un caractère qui les différencie nettement des pyroxènes dont l'angle des clivages m était voisin de 90°. Des mâcles, répétées ou non, parallèles à h^1 sont fréquentes. L'allongement des cristaux se fait suivant la direction de l'arête mm. Le plan des axes optiques est situé dans g^1.

1° ***Amphiboles orthorhombiques.*** — Nous ne les citons que pour mémoire car elles caractérisent les schistes cristallins et non les roches éruptives. Ce sont l'*antophyllite* et la *gédrite*, la première non alumineuse, toutes deux ferreuses et magnésiennes mais non calciques.

2° ***Amphiboles monocliniques.*** — A) Non alumineuses. — La *trémolite* (magnésienne et calcique) ne caractérise guère que les calcaires dolomitiques métamorphiques. L'*actinote*, en longues aiguilles vertes, ferreuse, magnésienne et calcique, est un élément typique de certains schistes cristallins, mais se voit aussi parfois dans les roches éruptives comme minéral d'origine secondaire. Il s'agit alors généralement de très fines aiguilles allongées suivant l'arête mm, qui s'éteignent à 15° environ de leur direction d'allongement, ont une réfringence de 1,62 et une biréfringence de 0,026.

B) Alumineuses. — Elles constituent le groupe des *hornblendes* (fig. 46) et sont formées d'un radical tel que $(SiO^3)^4$ $(Mg, Fe)^3Ca$ qui exprime la formule de l'actinote, uni au silicate de Tschermak

(Mg, Fe)O Al^2O^3 SiO^2 d'une manière analogue à celle qui, par l'union de ce silicate avec les éléments du diopside, fournit l'augite.

Certaines hornblendes alcalines adjoignent aux deux radicaux précédents le radical $(K^2Na^2)O$ Al^2O^3 $4SiO^2$ (De fait, toutes les analyses de hornblendes fournissent de 1 à 3 0/0 de Na^2O et un peu de K^2O). Beaucoup de hornblendes contiennent en outre de l'eau. Cette eau, qui peut être chassée progressivement lorsqu'on chauffe le minéral, doit être, avec vraisemblance, considérée comme formant avec le silicate une solution solide.

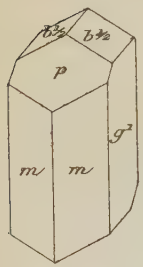


Fig. 46.

Il nous suffira ici de distinguer parmi les hornblendes ordinaires la *hornblende basaltique*, la *hornblende commune* et la *barkévicite*.

La hornblende basaltique est polychroïque dans les tons vert

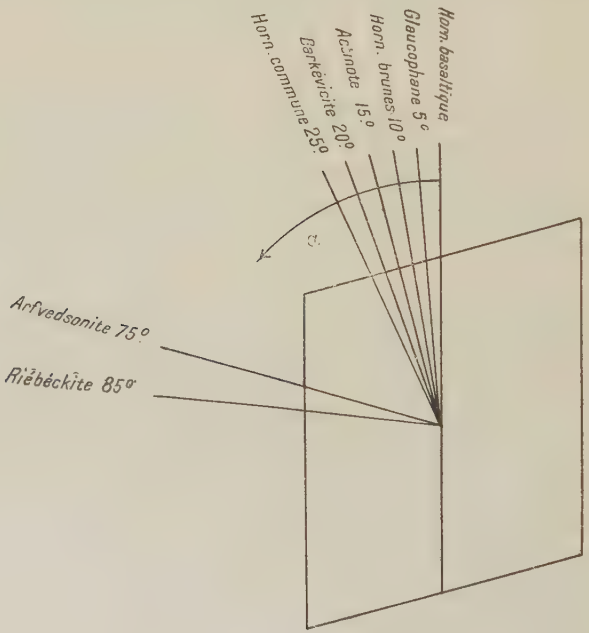


Fig. 47. — Angle d'extinction des Amphiboles dans la face g^1.

brunâtre et brun. La bissectrice n_g fait avec l'axe vertical *mm* dans le plan g^1 un angle de 0° à 10°. La hornblende commune,

polychroïque dans les tons vert et vert jaunâtre donne un angle α de 20° à 25°. Si l'on chauffe la hornblende commune, elle perd son eau et acquiert les propriétés de la hornblende brune basaltique. La barkévicite qui peut contenir 6 0/0 de Na^2O et 1,5 0/0 de K^2O alors que la hornblende basaltique ne contient pas plus de 2,8 0/0 d'alcalis est polychroïque dans les tons brunâtres mais s'éteint (angle α) de 15° à 20°.

Les réfringence et biréfringence sont de 1,642 et 0,024 pour la hornblende commune ; de 1,725 et 0,072 pour la hornblende brune basaltique et la barkévicite.

C) Amphiboles alcalines proprement dites. — Elles forment un groupe nettement distinct des amphiboles précédentes. Nous nous bornerons à signaler la *riébeckite* et l'*arfvedsonite*. On peut considérer la riébeckite comme formée par l'union d'un métasilicate de fer SiO^3Fe et du radical représentant la formule de l'ægyrine $Na^2O\ Fe^2O^3\ 4\ SiO^2$. Elle est très polychroïque avec maximum dans un ton bleu sombre, presque noir, suivant la direction de vibration la plus rapprochée de l'axe vertical. Elle s'éteint à 85° de celui-ci (ou ce qui revient au même à 5°, dans g^1, de la direction n_p) ; le minéral développé suivant la direction mm est donc allongé négativement.

Ainsi en est-il de l'arfvedsonite dont l'angle α est de 75°, et qui est polychroïque, avec maximum d'absorption dans un ton bleu-vert marin, dans la même direction que la riébeckite. L'arfvedsonite est calcique et sa formule peut être exprimée par $4[(Ca\ Fe\ Na^2)O\ SiO^2] + 2[(Ca\ Mg)O\ (Al\ Fe)^2O^3\ SiO^2]$. La proportion des alcalis atteint dans les arfvedsonites du Groënland plus de 9 0/0.

LES MICAS

Les micas se caractérisent par un clivage facile qui permet leur division en fines lamelles. Ils sont monocliniques, mais ils ont l'air d'être rhomboédriques ou orthorhombiques. Le clivage se fait suivant la base du prisme primitif. Les lamelles de clivage sont flexibles et élastiques.

Les micas sont tous alumineux et alcalins et l'on peut les diviser en deux groupes : le premier comprend les micas peu ou pas magnésiens, le second les micas essentiellement magnésiens. Il

nous suffira de connaître, en tant que minéraux essentiels des roches éruptives, la *muscovite* et le *lépidolite*, qui font partie du premier groupe, et la *biotite* qui fait partie du second.

La muscovite, ou mica blanc potassique, peut s'exprimer par la formule $(K, H)^2O\ Al^2O^3\ 2SiO^2$ qui correspond à celle d'un orthosilicate en comptant toute l'alumine comme élément basique ; mais il est des muscovites plus riches en silice et telles que les rapports d'oxygène des éléments sont ceux des métasilicates. D'autre part, certaines muscovites sont fluorées et de telle manière qu'un OH peut être considéré comme remplacé par Fl ou bien O par Fl^2.

Une muscovite théorique contient 11,8 0/0 de K^2O et 4,5 0/0 de H^2O, mais il est certains micas moins potassiques et plus chargés de H^2O : dans la *leverriérite*, la proportion de potasse baisse à 1,13 0/0 et l'eau atteint 8,65 0/0.

La muscovite est incolore en lames minces ou très légèrement teintée de vert pâle dans sa variété *séricite* ; des fentes fines, très nettes dans les sections transversales, marquent le clivage. Le plan des axes optiques et la bissectrice aiguë n_p sont perpendiculaires au clivage et l'angle des axes, grand, atteint de 60° à 70°. La réfringence est de 1,6 ; la biréfringence, élevée, atteint 0,040 ; et cela donne dans les plaques d'épaisseur normale le rose du deuxième ordre, au-dessus du vert.

Le mica lépidolite, qui dans certaines roches joue un rôle analogue à celui de la muscovite, est lithique : il contient de 5 à 6 0/0 de Li^2O et de 11 à 12 0/0 de K^2O.

Le mica biotite peut être considéré comme formé par l'union de $2(Fe\ Mg)O\ SiO^2$ avec $(K^2H^2)O\ Al^2O^3\ 2SiO^2$; radicaux qui représentent en somme les éléments d'une olivine et ceux d'une muscovite. Le minéral, plus ou moins coloré suivant sa richesse en fer, est toujours fortement polychroïque dans les tons extrêmes jaune pâle et brun. Son maximum d'absorption se produit suivant n_g : il y a, dans les sections transversales, coïncidence de cette direction avec les traces des clivages, qu'on voit comme dans la muscovite marquées par de fines lignes nettes. Le plan des axes et la bissectrice aiguë sont perpendiculaires au clivage, mais l'angle des axes, petit, n'excède pas 20° et se tient parfois au voisinage de 0° de sorte que le minéral apparaît comme uniaxe. Sa réfringence est de 1,6, sa biréfringence de 0,045 et les teintes sont habituellement voisines de celles de la muscovite.

Les biotites contiennent jusqu'à 9 0/0 de K^2O, 14 0/0 de FeO et 12 0/0 de MgO et leurs proportions de SiO^2 oscillent autour de 36 0/0. Elles sont généralement titanifères et peuvent contenir jusqu'à 3,5 0/0 de TiO^2. Certaines biotites auxquelles on donne le nom de *lépidomélane*, dépourvues de MgO, sont essentiellement ferrifères : elles donnent à l'analyse 13 0/0 de FeO, 24 0/0 de Fe^2O^3, 18 0/0 de Al^2O^3 et 33 0/0 environ de SiO^2. Elles ne sont pas titanifères. Elles sont de couleur brune ou d'un vert foncé.

Dans un très grand nombre de roches les altérations des biotites sont fréquentes : celle qui transforme la biotite en chlorite est assurément l'une des plus importantes. Il s'agit d'une épigénie, c'est-à-dire d'une transformation sans changement de forme. La biotite perd ses alcalis ; à sa place on voit un alumino-silicate de fer et de magnésie du groupe des *chlorites*, de même clivage facile, de couleur verte, peu polychroïque, de même réfringence que la biotite mais de biréfringence beaucoup plus faible, atteignant à peine 0,005 et donnant des teintes de polarisation violettes ou rouge chaudron bien caractéristiques.

En même temps que se fait la transformation de la biotite en une telle variété de chlorites, le titane se trouve exsudé : il s'individualise dans le corps même de la chlorite sous forme de menues baguettes de *rutile* (TiO^2) entrecroisées, ou sous forme de files de cristaux octaédriques d'*anastase* (autre forme de l'acide titanique). La biotite se transforme en outre très fréquemment en séricite, et dans ce cas le titane en est encore exsudé sous forme de rutile (1) ou d'anatase.

QUELQUES REMARQUES SUR LA CONSTITUTION DES SILICATES FERROMAGNÉSIENS ET ALCALINS QUI VIENNENT D'ÊTRE DÉCRITS

Nous avons constamment fait usage pour exprimer la composition des minéraux que nous venons de décrire, de formules développées dans lesquelles nous nous sommes efforcés de mettre en évidence d'une part des groupes essentiellement ferromagnésiens, d'autre part des groupes aluminoalcalins. En faisant ainsi, nous n'avions pas la pensée d'exprimer plus véridiquement la compo-

(1) Le rutile, quadratique, uniaxe, positif, se caractérise par sa réfringence très forte, 2,8 environ, sa teinte jaunâtre ou jaune rougeâtre, et sa biréfringence très élevée, 0,28.

sition de ces minéraux qu'en en donnant la formule globale, et si nous avons adopté de telles manières de développer les formules, c'est que nous y étions poussés par les résultats de l'étude de la genèse de ces minéraux dans les roches.

Effectivement, pour peu que l'on étudie les roches que caractérise l'olivine, on voit que le mica biotite s'y produit très fréquemment et que, dans la plupart des cas, il vient se former à la périphérie même des grains qui constituent les cristaux d'olivine ; et cela met bien en évidence, à notre sens, le groupe orthosilicate de MgO et FeO uni au groupe alcalin que nous avons distingués dans la formule de la biotite.

Dans d'autres roches il n'est pas rare que l'hypersthène, elle aussi, soit transformée en mica biotite, l'hypersthène fournissant la quantité d'éléments ferromagnésiens nécessaires à la saturation d'éléments alcalins pour la formation de la biotite (V. pl. II, fig. 2). Mais il peut arriver en outre que de l'augite, minéral calcique en même temps que ferromagnésien, soit lui aussi transformé en biotite. Dans ce cas, on peut observer que toute la chaux en excès est éliminée, contribuant à former soit un fluophosphate de chaux, l'apatite, ou si le pyroxène était, cas fréquent, titanifère, un silicotitanate de chaux, le sphène, soit même un feldspath, l'anorthite.

Ce sont d'ailleurs des faits du même ordre qui furent mis en évidence jadis par Fouqué et Auguste Michel-Lévy dans une expérience maintenant classique. Voulant synthétiquement reproduire une roche des Vosges qu'on nomme la minette, constituée entre autres éléments par du mica biotite et l'aluminosilicate potassique bien connu, l'orthose, ces savants fondirent 4 parties d'orthose (ou du minéral de même composition, mais triclinique, le microcline) et 4,8 parties de biotite. Un recuit prolongé leur fournit un agrégat constitué par du péridot, un aluminosilicate potassique à quatre molécules de silice pour une molécule d'alcalis qu'on nomme la leucite, du fer oxydulé et un verre. Il n'est pas besoin d'explications pour montrer combien cette expérience rend légitime la présentation de la formule des minéraux que nous avons adoptée. En expérimentant sur la minette Fouqué et Michel-Lévy avaient pour but d'en reproduire les éléments constituants. Si l'expérience a manqué son but, elle alla, nous semble-t-il, bien au delà. Quelques années après qu'elle fut faite, on sut apercevoir les horizons qu'elle découvrait. Comprise ainsi qu'il convenait, et cela grâce aux études et aux mises au point de A. Lacroix,

elle contribua à orienter la Pétrographie des roches éruptives dans une voie féconde. Nous aurons ultérieurement occasion de revenir sur son sujet. Bornons-nous dès maintenant à noter l'intérêt qu'il y a à considérer dans tout minéral, ou dans tout complexe de minéraux envisagés comme constituant des roches éruptives, d'une part les groupes ferromagnésiens, calciques ou non, qui entrent dans leur constitution, et d'autre part les groupes alcalins. Ces derniers, qui peuvent être eux-mêmes calciques, nous allons maintenant les étudier : ils constituent les deux familles importantes des *feldspaths* et des *feldspathoïdes*.

LES FELDSPATHS

Au point de vue chimique ce sont des corps alumineux qui tous ont une molécule d'alumine pour une molécule basique (K^2O, Na^2O, CaO, parfois aussi BaO). Les feldspathoïdes ont aussi ce caractère, mais ils ont en plus puissance de contenir d'autres éléments, tels que NaCl ou acide sulfurique.

Nous diviserons les feldspaths d'après la nature de leur élément basique et nous distinguerons :

1° Les feldspaths potassiques ;

2° Les feldspaths potassiques et sodiques ;

3° Les feldspaths sodiques, ou calciques, ou calcosodiques ;

1° ***Feldspaths potassiques.*** — Il y en a deux, l'un est monoclinique, c'est l'orthose, l'autre triclinique, c'est le microcline.

Orthose. — De formule $K^2O\ Al^2O^3\ 6SiO^2$ qui correspond à 64,7 0/0 de SiO^2, 18,4 de Al^2O^3, 16,9 de K^2O. Elle se présente souvent dans les roches sous forme de cristaux nets dont les formes principales sont $pmg^1a^1/_2$ (ou a^1 remplaçant $a^1/_2$) soit avec aplatissement suivant g^1 (fig. 49), les cristaux étant allongés ou non suivant mm, soit avec allongement dans la direction de l'arête pg^1 et développement à peu près égal de p et de g^1, figurant ainsi un bâton de craie carré (fig. 48). Dans certaines roches éruptives, l'orthose ne présente pas de faces g^1, mais seulement mpa^1 ; c'est la forme typique de la variété qui, cristallisant dans les fentes des gneiss et des micaschistes, a reçu le nom d'*adulaire*.

L'orthose est presque toujours maclée. Généralement deux cristaux seulement sont accolés, soit suivant g^1 avec hémitropie

parallèle à l'arête *mm* (mâcle de Carlsbad) (fig. 49), soit suivant *p* avec hémitropie normale (macle de Four-la-Brouque) (fig. 50), soit suivant $e^1/_2$ avec hémitropie normale (macle de Baveno) (fig. 51).

Deux directions de clivages sont particulièrement nettes, l'une parallèle à *p*, donne un clivage parfait et facile, l'autre parallèle à g^1 donne un clivage un peu moins facile.

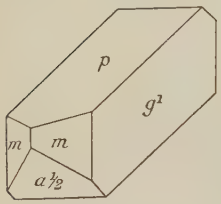


Fig. 48.

Dans les sections minces, on voit le plus souvent la macle de Carlsbad. Très fréquemment l'interpénétration des cristaux est telle que l'un des individus touche l'autre suivant une surface dont la trace figure le décrochement d'une baïonnette.

Le plan des axes optiques est perpendiculaire au plan de symétrie g^1, n_g coïncide avec l'axe binaire, n_p (bissectrice aiguë) fait avec la direction de l'arête pg^1 un angle de 5°. L'angle 2V des

Fig. 49.

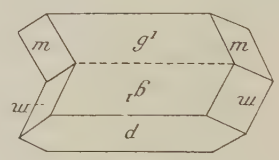


Fig. 50.

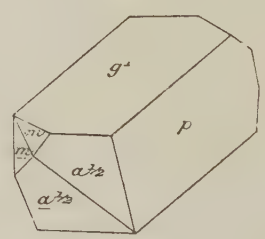


Fig. 51.

axes optiques varie de 60° à 69°. Si l'on chauffe une orthose, on voit les axes optiques se rapprocher, puis s'ouvrir dans g^1 qui devient donc plan des axes optiques. Si l'on atteint une température supérieure à 600°, la déformation optique reste permanente : on dit que l'orthose est déformée ; c'est fréquemment le cas de la *sanidine*, variété d'orthose d'aspect vitreux qui caractérise certaines roches volcaniques. L'orthose s'éteint à 0° dans toutes les sec-

tions perpendiculaires à g^1 et à 5° de l'arête pg^1 dans la section g^1 elle-même.

La réfringence de l'orthose est de 1,523 ; sa biréfringence, faible, est de 0,007. Dans les plaques d'épaisseur normale, la teinte obtenue dans l'échelle de Newton est le gris.

Microcline. — Même composition chimique et même apparence générale que celle de l'orthose, à cela près que la face p fait avec la face g^1 un angle de 90°16′. Les cristaux sont toujours formés de nombreuses et minces lamelles aplaties suivant g^1, maclées entre elles par hémitropie normale (macle suivant la loi de l'albite). Le plus souvent, mais pas toujours, la série de lamelles ainsi formées est associée à une autre série de lamelles développées et maclées dans une direction perpendiculaire, l'ensemble des deux séries figurant en sections minces un quadrillage caractéristique (fig. 52). Le plan d'association des lamelles du second système fait un angle de 100° avec la face p, compté à partir de p dans l'angle obtus ph^1.

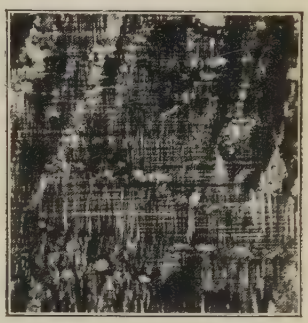


Fig 52.

L'extinction des lamelles dans la face p se fait à 15° ou 16° de la trace du plan de macle. Les angles d'extinction des sections appartenant à la zone perpendiculaire au plan g^1 (dite zone de symétrie) varient de 0° à 18°. Dans les lames parallèles à g^1, l'extinction a lieu à 5° de l'arête pg^1. La réfringence et la biréfringence peuvent être considérées comme identiques à celles de l'orthose.

2° ***Feldspaths potassiques et sodiques.*** — Les *anorthoses* (les Anglais disent *anorthoclases*) sont des feldspaths tricliniques de même type de formule que l'orthose, mais contenant à la fois de la soude et de la potasse. Elles contiennent de 6,5 à 11 0/0 de Na^2O. Elles sont généralement finement maclées suivant la loi de l'albite et s'éteignent sur p à 1° de la ligne de macle, et sur g^1 à 9° de l'arête pg^1.

Certaines roches telles que la *laurdalite* (qu'on trouve au Sud-Est de la Norvège) montrent des cristaux d'anorthose qui, tantôt, sont nettement formés, tantôt sont ovoïdes. Quand ils ont des

formes nettes, les trois faces $mta^1/_2$ qui les limitent, leur donnent l'apparence d'un rhomboèdre. Ils sont parfois maclés suivant la loi dite de Carlsbad, mais l'accolement des cristaux se fait, non suivant g^1, mais suivant h^1.

3° ***Feldspaths sodiques, calciques et calcosodiques***. — Les feldspaths de cette catégorie forment une série qui va d'un pôle sodique à un pôle calcique et comprend tous les intermédiaires obtenus par le mélange en proportions quelconques des deux pôles. Le pôle sodique de la série est en même temps le plus acide : c'est l'*albite* dont la formule est $Na^2O\ Al^2O^3\ 6SiO^2$. Le pôle calcique en est le plus basique : c'est l'*anorthite*, de formule $CaO\ Al^2O^3\ 2SiO^2$. Entre ces deux pôles, certains termes de la série, qui constitue ce que les cristallographes et les chimistes nomment une série isomorphe, ont reçu des noms spéciaux que nous énumérons dans l'ordre des teneurs décroissantes en albite ; ce sont : les *oligoclases*, les *andésines*, les *labradors*, les *bitownites*. Les andésines correspondent aux termes d'activité moyenne.

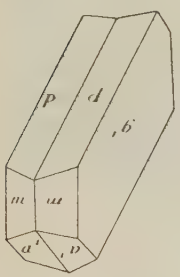


Fig. 53.

Tous ces feldspaths sont tricliniques. Ils sont facilement clivés suivant p et g^1. Dans les roches éruptives, ils sont presque toujours maclés par hémitropie normale à g^1 avec accolement suivant g^1 et coïncidence des directions mt (fig. 53) ; chaque groupe de macles étant constitué par plusieurs individus, parfois en grand nombre, qui apparaissent comme autant de lamelles hémitropes. On donne à ce type de macle (le même d'ailleurs que celui que nous avons décrit à propos du microcline) le nom de *macle de l'albite*. A côté de la macle de l'albite on voit, en outre, fréquemment une autre macle formée de lamelles développées dans un sens perpendiculaire aux lamelles de la macle de l'albite et qui constituent ce qu'on nomme la *macle de la péricline*, du nom d'une variété d'albite où on la trouve toujours, à l'exclusion de la macle proprement dite de l'albite. Cette macle de la péricline est du même type que la seconde macle dont nous avons parlé à propos du microcline ; mais, généralement, il n'y a pas, dans les feldspaths calcosodiques, entrecroisement des lamelles maclées albite et des lamelles mâclées péricline, ainsi qu'il arrive dans le cas du microcline.

Enfin, les feldspaths calcosodiques sont maclés, eux aussi, suivant la loi de Carlsbad, et, le plus souvent, de telle façon qu'un groupe d'individus maclés suivant la loi de l'albite, est associé à un autre groupe d'individus maclés suivant la même loi (fig. 54). Dans la plupart des cas, le plan d'association des cristaux maclés, suivant les lois de l'albite et de Carlsbad, est g^1.

Les feldspaths calcosodiques étant tricliniques, l'ellipsoïde des indices qui représente leurs propriétés optiques, n'est astreint à aucune relation de position relativement à leurs directions cristallines ; mais si l'on repère les positions des ellipsoïdes des divers types de ces feldspaths par rapport aux faces *pmt* de chacun des types, on voit qu'il y a variation continue de ces positions.

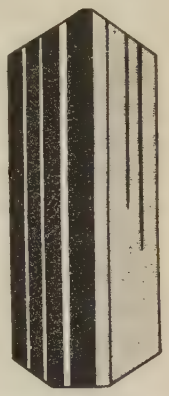


Fig. 45. — Feldspath calcosodique réunissant les macles de l'albite et de Carlsbad, vu entre nicols croisés.

Il nous importe peu ici de connaître chacune de ces positions des ellipsoïdes, mais il est nécessaire que nous sachions quelles conséquences elles entraînent relativement aux directions d'extinction dans certaines sections particulières. La connaissance de la valeur de l'angle d'extinction par rapport à une direction choisie dans la section considérée, nous permettra souvent de *déterminer* ces feldspaths.

Ces feldspaths, avons-nous dit, se clivent suivant p et g^1. Si l'on peut les réduire en fragments assez menus, on pourra mesurer des angles d'extinction sur p et sur g^1. Sur p comme sur g^1 on comptera l'angle à partir de l'arête pg^1 qui forme précisément l'intersection des deux clivages. L'angle d'extinction dans les faces considérées varie de telle manière que de 20° sur g^1 et de 4° sur p dans l'albite, il diminue jusqu'à atteindre 0° pour les deux faces dans un feldspath intermédiaire entre l'oligoclase et l'andésine, puis il croît, mais dans un sens différent, et atteint, dans l'anorthite, une valeur de 35°.

Mais, dans la majorité des cas, les feldspaths observés ne seront pas des lamelles de clivage ; nous devrons les examiner en lames minces et nous contenter, pour les déterminer, des sections quelconques suivant lesquelles les cristaux sont coupés. Si la roche étudiée est riche en cristaux de feldspaths, nous aurons chance de rencontrer des sections dont les extinctions des lamelles maclées

entre elles, suivant la loi de l'albite, se produiront pour un même angle de rotation à partir de la ligne de macle ; ce qu'on traduit en disant que ces extinctions sont symétriques par rapport à cette ligne de macle. Il est aisé de se rendre compte que de telles sections, qui font partie de ce qu'on nomme *la zone de symétrie*, sont perpendiculaires au plan de macle, car celui-ci, se comportant comme plan de symétrie du complexe maclé, l'ellipsoïde d'un cristal d'un côté du plan de mâcle est précisément le symétrique de l'ellipsoïde de l'autre cristal situé du côté opposé.

Or, on peut, étant données les constantes de l'ellipsoïde d'un cristal et sa position repérée par rapport à ses directions cristallographiques, calculer ou mesurer sur des projections appropriées les angles d'extinction, à partir d'une certaine direction, dans toutes les sections possibles. Ce travail a été fait par Auguste Michel-Lévy pour un certain nombre de feldspaths calcosodiques de composition et de constantes optiques connues.

Sur des projections stéréographiques, maintenant désignées sous le nom d'*épures de Michel-Lévy*, ce savant a porté la valeur des extinctions d'un certain nombre de sections de ces feldspaths, l'angle étant mesuré à partir de la trace du plan g^1 dans cette section. De telles épures donnent naturellement, entre autres valeurs d'angles d'extinction, celles qui correspondent à un certain nombre des sections perpendiculaires au plan de macle g^1 (*zone de symétrie*). On constate que pour une variété donnée de feldspaths la valeur de ces angles atteint un certain maximum. On peut donc, si l'on a possibilité d'opérer des mesures de cette nature sur un très grand nombre de sections en inférer, lorsqu'on n'obtient pas une valeur d'angle supérieure à un certain chiffre, que la nature du feldspath correspond précisément à celle que caractérise le même maximum. Toutefois, si l'on ne trouve qu'un petit angle, il y a ambiguïté, car bien qu'il y ait continuité des valeurs du maximum de l'angle d'extinction dans les sections considérées entre l'albite et l'anorthite, la valeur de ce maximum après avoir été de 16° à 0° entre l'albite et l'oligoclase repasse par les mêmes chiffres et ne dépasse 16° qu'après l'andésine. A la vérité, nous verrons que, grâce à une observation très simple, cette ambiguïté peut être levée ; toutefois, en toute rigueur, on ne peut affirmer la nature exacte du feldspath, mais seulement que la valeur de l'angle maximum trouvée exclue tout feldspath dont le maximum caractéristique lui est inférieur.

Notre détermination pourra devenir rigoureuse si nous adjoignons à la considération des angles d'extinction d'une série de lamelles maclées albite, celle des angles d'extinction d'une autre série de lamelles ainsi maclées entre elles, mais maclées en plus avec la première série suivant la loi de Carlsbad.

Supposons que sur une ligne on marque les angles d'extinction d'un certain nombre de sections de la *zone de symétrie* à partir du point représentatif I de la section perpendiculaire à l'arête *mt* et, de part et d'autre de ce point, à des distances proportionnelles aux angles faits par cette section même avec chacune des sections considérées. Supposons en outre que les sections aient été choisies de telle manière qu'elles soient symétriques par rapport à un plan normal à g^1 et parallèle à l'arête *mt* : chaque point M d'un côté du point I aura son symétrique en M′ de l'autre côté (fig. 55). Mais par construction et par la définition même de la loi de macle de Carlsbad, tout point M′ sera représentatif d'une section en position de macle de Carlsbad par rapport à la section représentée par un point M. C'est ainsi que se trouvent marqués sur les épures de Michel-Lévy, et précisément sur le diamètre vertical de ces épures, les chiffres correspondant aux extinctions des sections faites dans la zone de symétrie du feldspath. Une section d'un feldspath de la série albite-anorthite maclée à la fois suivant la loi de l'albite et la loi de Carlsbad et appartenant à la zone perpendiculaire à g^1 donnera, pour un premier groupe de lamelles maclées albite, un premier nombre *a*, et pour le deuxième groupe de lamelles, un deuxième nombre *b* ; les deux nombres *a* et *b* devront se trouver sur le diamètre vertical des épures de Michel-Lévy de part et d'autre de leur centre et à égale distance de celui-ci. On ne pourra les placer que sur une seule des épures : ainsi, le feldspath se trouve déterminé.

Fig. 55.

Toutefois, le feldspath considéré ne sera pas nécessairement l'un de ceux qui a servi à la construction d'une des épures, et les deux nombres *a* et *b* pourront ne pas se placer exactement sur l'un des diamètres verticaux. Il sera facile, dans ce cas, d'interpoler.

La section considérée pourra, d'autre part, n'être pas exactement perpendiculaire au plan de macle g^1. Dans ce cas, la première série de lamelles maclées albite donnera deux angles d'ex-

tinction a et a' et la deuxième série deux autres angles b et b' ; il faudra chercher à placer les quatre nombres a et a', b et b' sur l'épure, de telle façon que a et a' soient symétriques par rapport au diamètre vertical, celui-ci représentant la trace du plan de macle de la loi de l'albite, et que b et b', symétriques eux aussi par rapport au même diamètre, le soient également de a et de a' par rapport au diamètre horizontal. Les quatre points représentatifs $M_aM_bM_{a'}M_{b'}$ étant situés de cette manière aux sommets d'un

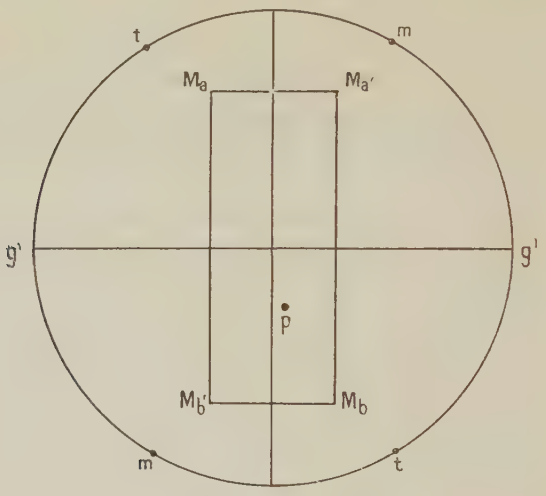


Fig. 56.

quadrilatère (fig. 56). Il est facile, effectivement, de concevoir que M_a correspond à M_b et $M_{a'}$, à $M_{b'}$ de la même manière que dans le cas très simple envisagé au début M correspondait à M'.

On reconnaît d'ailleurs très vite les sections qui appartiennent à la zone de symétrie, car lorsqu'on oriente dans de telles sections la ligne de macle à 45° des fils du réticule du microscope, on fait disparaître leurs lamelles maclées albite et l'on ne voit plus que la macle de Carlsbad caractérisée par deux larges plages d'inégales biréfringences résultant de la confusion des teintes des lamelles maclées albite pour la première et pour la deuxième série : on dit que chacune de ces séries de lamelles est à l'éclairement commun.

Il y a lieu, cependant, de remarquer que dans l'albite pure il n'y a pas de différences de teintes entre l'éclairement commun de

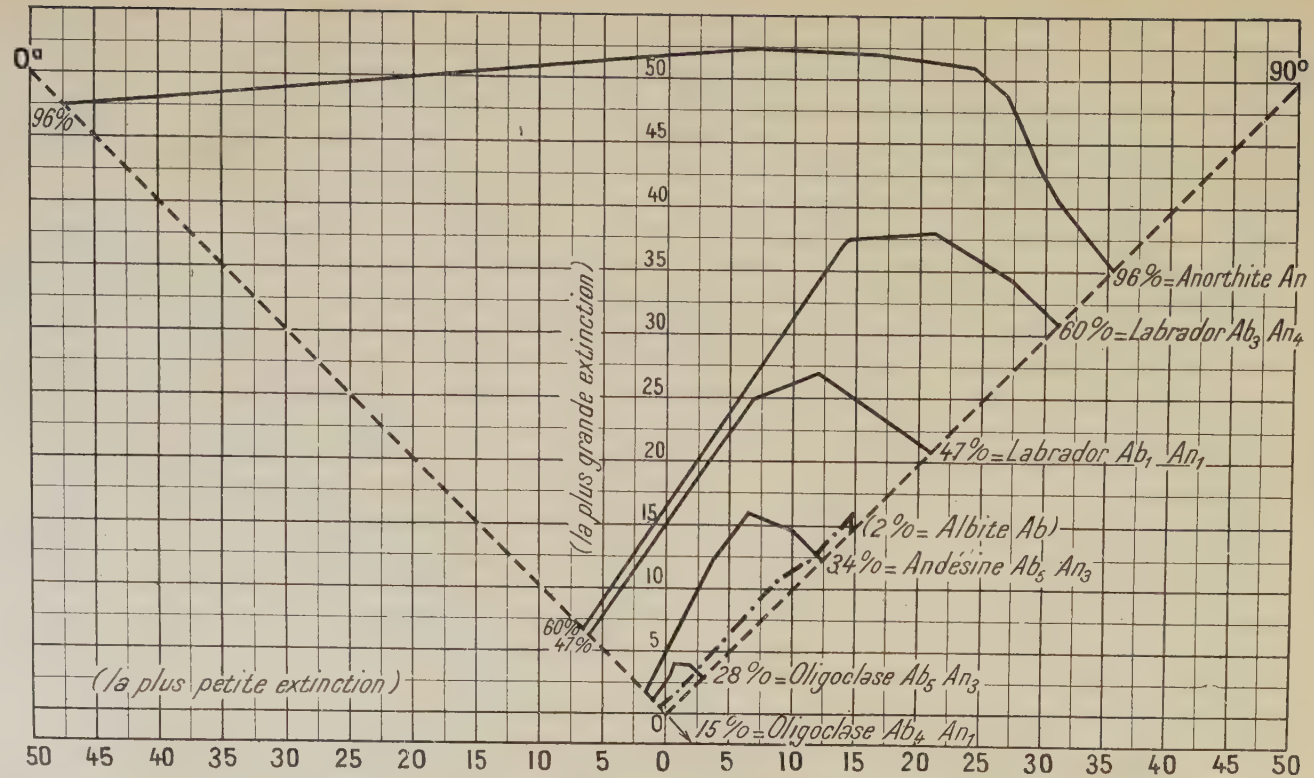


Fig. 57. — Diagramme, d'après l'épure de Albert de Romeu (*Bull. Soc. franç. de Minéralogie*, 1907), donnant le pourcentage d'anorthite des feldspaths calcosodiques, en fonction des angles d'extinction des sections de la zone de symétrie, pour les cristaux maclés albite et Carlsbad.

la première série de lamelles et celui de la seconde série. Dans ce cas, la macle de Carlsbad n'apparaît pas. Ce fait, observé judicieusement, permet, à lui seul, la détermination du feldspath albite.

Les épures de Michel-Lévy ont été publiées dans ses *Etudes sur la détermination des feldspaths dans les plaques minces* que tout laboratoire de Pétrographie doit nécessairement posséder ; aussi ne les reproduisons-nous pas ici. A leur place, nous donnerons un diagramme dont la construction est due au regretté Albert de Romeu et dont l'emploi est simple (fig. 37). Ce diagramme fait en utilisant les chiffres des diamètres verticaux des épures de Michel-Lévy permet la détermination des feldspaths pour les sections de la zone de symétrie. Une section feldspathique de cette zone étant donnée, il suffit de porter en abscisses la plus petite extinction du premier complexe de mâcles albite, en ordonnées la plus grande. Le point représentatif ainsi obtenu sur le diagramme donne, par interpolation immédiate, la nature du feldspath. Les extinctions comptées négativement sur la partie gauche de la figure ne sont pas à considérer : elles correspondent à des sections de faible biréfringence et sont, de ce fait, peu nettes ; on les rejette tout naturellement dans la recherche des sections utiles. Sur les épures de Michel-Lévy, leurs points représentatifs se placent au voisinage immédiat du centre.

Les procédés de détermination des feldspaths calcosodiques que nous venons d'indiquer, sont basés sur ce fait que, dans la majorité des cas, ces feldspaths sont maclés suivant la loi de l'albite et très souvent aussi, en même temps, suivant la loi de Carlsbad. Ils sont pratiques, parce qu'ils déterminent généralement le feldspath avec une rigueur suffisante sans nécessiter l'emploi d'autres instruments que les microscopes polarisants couramment employés. Il faut reconnaître, cependant, qu'il est des cas où ils se montrent insuffisants. Il arrive, en effet, que des feldspaths offrent d'autres types de macles que ceux qui ont été considérés, mais qui présentent à s'y méprendre le même aspect. Si l'on pouvait de suite reconnaître qu'il en est ainsi, il serait facile de construire des épures qui correspondraient aux lois de macles particulières observées, mais l'on ne s'aperçoit de la particularité considérée que par l'impossibilité où l'on se trouve de faire cadrer les résultats des observations faites avec les données fournies par les épures de Michel-Lévy, et l'on ne peut en inférer

à quels types de macles l'on se trouve avoir affaire. Il y a d'autres manières de déterminer les feldspaths et un pétrographe ingénieux n'est pas, dans ce cas, pris au dépourvu : nous en verrons quelques-unes, dans un instant, qui sont de nature à satisfaire les exigences de toute sérieuse étude de roches ; toutefois, je ne puis ici passer sous silence une méthode générale de détermination qui peut s'appliquer d'ailleurs à d'autres minéraux que les feldspaths et qui est due au minéralogiste russe de Fédoroff.

Cette méthode consiste à repérer, dans une section quelconque, la position des axes de l'ellipsoïde par rapport à une direction connue. Si l'on parvient à faire cette opération pour une section de feldspath, la nature de celui-ci se trouve déterminée. On y arrive en se servant d'un microscope muni d'une platine douée de mouvements dans trois plans rectangulaires et dont on peut mesurer les déplacements dans toute direction. Ce procédé de détermination qui est rigoureux serait pratique s'il pouvait être employé avec n'importe quel microscope ou bien avec toutes les plaques minces qu'on peut avoir à sa disposition.

D'ailleurs, il importe de remarquer que la détermination exacte de la teneur en anorthite d'un feldspath peut bien avoir, dans certains cas, quelque intérêt minéralogique, mais qu'elle n'est pas le but unique des études pétrographiques Il suffit largement au pétrographe de connaître la composition des feldspaths qu'il observe à 15 0/0 d'anorthite près, résultat qu'il obtiendra facilement avec les moyens d'investigation que lui permettent les instruments les plus courants.

Les procédés de détermination des feldspaths que nous venons d'indiquer sont tous basés sur la connaissance de la position des éléments principaux de l'ellipsoïde par rapport à certaines directions cristallographiques ; on peut également se servir de la connaissance de la valeur de la réfringence et de la biréfringence.

Réfringence et biréfringence varient d'une manière continue de l'albite à l'anorthite.

La réfringence croît constamment à partir de l'albite jusqu'à l'anorthite. Les indices du quartz étant intermédiaires entre ceux de l'oligoclase et de l'andésine, on peut, grâce à l'emploi du procédé Becke, lever l'indétermination qui peut se présenter pour les feldspaths intermédiaires entre l'andésine et l'albite, à laquelle nous avons fait allusion plus haut ; le baume de Canada,

dont l'indice est voisin de celui de l'oligoclase, pouvant d'ailleurs, dans une certaine mesure, remplacer le quartz dans le cas où il manquerait dans la préparation étudiée.

La biréfringence qui atteint 0,008 dans l'albite diminue d'abord et est le plus faible dans l'andésine, 0,007 ; elle augmente ensuite constamment et atteint 0,012 pour l'anorthite.

Notons en terminant la composition de l'albite et de l'anorthite pures dont le mélange forme, ainsi que nous l'avons dit, toute la série des feldspaths calcosodiques dont on exprime souvent la constitution de chaque terme en indiquant le pourcentage d'anorthite ou d'albite qu'il contient.

	ALBITE		ANORTHITE
SiO^2	68,7		43,2
Al^2O^3	19,5		36,7
Na^2O	11,8	CaO . . .	20,1

Groupement des feldspaths entre eux. — Très souvent le microcline et l'albite sont associés. L'albite forme dans la masse du microcline des lame situées dans les plans parallèles à la direction du plan d'association des cristaux formant la deuxième macle du microcline. Les cristaux d'albite y sont d'ailleurs maclés albite ; la direction de leurs faces g^1 et celle de leurs arêtes *mt* coïncident avec celles des mêmes éléments du microcline. Un tel groupement s'appelle une *microperthite*. Un même mode de groupement a lieu également pour l'anorthose et l'albite.

Les feldspaths calcosodiques s'associent très fréquemment entre eux sous la forme de ce qu'on nomme des *cristaux zonés* : dans le cours de la cristallisation d'un individu, le pourcentage en anorthite varie ; les directions de macles restent les mêmes, mais l'angle d'extinction est variable d'une extrémité à l'autre de la section d'une lamelle hémitrope.

Transformations minéralogiques des feldspaths. — Naturellement stables dans les conditions dans lesquelles ils ont été formés, les feldspaths peuvent, à un certain moment, se trouver en état d'instabilité. Ce peut être pendant le cours de la cristallisation du magma dans lequel ils ont pris naissance ou postérieurement.

Dans le premier cas, ce sont principalement les feldspaths potassiques qui sont matière à transformation. On peut observer des pseudomorphoses de ceux-ci en éléments variés, mais princi-

palement en biotites, en muscovites, et dans certaines circonstances en fer oligiste ; mais l'une des plus importantes transformations qui se puisse observer est celle du microcline ou de l'orthose en albite.

A partir du microcline, cette transformation ne se produit que dans les cristaux qui ne possèdent que la macle suivant la loi de l'albite. Elle peut aller jusqu'à la substitution complète de l'albite au microcline. On l'observe dans des roches de la famille du granite qui ne contiennent pas de feldspath calcique ; et c'est également dans des roches de la famille des syénites néphéliniques que A. Lacroix a observé des transformations d'orthose en albite.

Les feldspaths potassiques, et d'une manière générale, tous les feldspaths, peuvent se transformer en kaolinite (minéral d'apparence micacée de formule $2H^2O\ Al^2O^3\ 2SiO^2$). La transformation paraît être souvent le résultat d'actions dites *pneumatolitiques*, c'est-à-dire produites sous l'influence d'éléments à l'état de vapeurs imprégnant le magma éruptif et agissant pendant ou après la cristallisation de celui-ci. C'est d'ailleurs à des actions du même ordre qu'il faut attribuer les transformations des feldspaths potassiques en fer oligiste ou en muscovite.

Mais à côté de ces transformations auxquelles sont, en quelque sorte, prédestinés les feldspaths qui se sont formés dans un magma de constitution physique et chimique données, il en est d'autres qui ne prennent naissance qu'après la cristallisation définitive de la roche. Ces transformations sont précisément celles qu'on nomme *altérations*.

Normalement, les feldspaths potassiques s'altèrent peu. Dans les roches très décomposées, on les voit devenir pulvérulents et tomber en poussière. Dans certains cas (latéritisation) il se produit aux dépens des feldspaths potassiques des hydrates d'alumine et des silicates d'alumine hydratés qu'il y a lieu de rapprocher des argiles.

Les feldspaths de la série albite-anorthite s'altèrent avec une facilité beaucoup plus grande. Dans les roches riches en silice et en potasse, on les voit se charger d'une masse de menues lamelles de mica blanc : c'est la séricite. Un mica blanc *potassique* prend donc la place du feldspath sodique ou calcosodique. Jamais on ne voit un feldspath potassique transformé par voie d'altération en séricite. Ce fait permet de distinguer rapidement dans les

roches altérées les feldspaths potassiques des feldspaths calco-sodiques ou sodiques.

Dans les roches peu siliceuses et peu ou pas potassiques, les feldspaths calcosodiques se transforment en un mélange d'albite pure et d'aluminosilicates calciques parfois ferrifères du type de ce qu'on nomme la *zoïsite* et l'*épidote*. Dans certains cas, les feldspaths des roches de même type se transforment en aluminosilicates alcalins hydratés du groupe des *zéolites*.

LES FELDSPATHOIDES

Les feldspathoïdes ont une constitution chimique analogue à celle des feldspaths, mais ils n'ont pas même symétrie que ces derniers. Deux feldspathoïdes, l'un essentiellement potassique et l'autre sodique, ont pour nous une très grande importance à cause de l'abondance avec laquelle on les trouve dans les roches qu'ils caractérisent. Ce sont la *leucite* et la *néphéline*.

La leucite, dite aussi *amphigène*, a pour formule $K^2O\ Al^2O^3\ 4SiO^2$. En réalité, elle est toujours aussi un peu sodique. L'instabilité de la leucite et la facilité avec laquelle elle se transforme en orthose et en un minéral sodique (néphéline), parfois chloré (sodalite), conduit à penser qu'elle doit être formée du mélange de deux corps ayant, l'un la formule de l'orthose, $K^2O\ Al^2O^3\ 6SiO^2$, l'autre la formule de la néphéline $(NaK)^2O\ Al^2O^3\ 2SiO^2$. La forme extérieure d'un cristal de leucite est dérivée du cube : trapézoèdre a^2 ; mais en lumière polarisée, on voit qu'elle est constituée par des lamelles entrecroisées de biréfringence très faible (0,001) qui donne, avec des plaques minces d'épaisseur normale, des teintes d'un gris noir. Le minéral est, en réalité, orthorhombique et formé de cristaux maclés disposés l'un par rapport à l'autre comme le sont les axes quaternaires d'un cube (V. pl. VIII et X). Toutefois, si l'on chauffe le minéral, on reconnaît que, au-dessus de 700°, il devient rigoureusement cubique. C'est d'ailleurs à des températures élevées qu'il s'est formé dans la plupart des roches où on le trouve.

La leucite contient fréquemment de nombreuses inclusions vitreuses ou cristallines, réparties parallèlement au contour extérieur du cristal. Sa réfringence, relativement faible, est de 1,508 à 1,509.

La néphéline a pour formule théorique $Na^2O\ Al^2O^3\ 2SiO^2$. On la nomme souvent éléolite, c'est-à-dire pierre d'huile, à cause de son éclat gras et d'aspect huileux. Elle est incolore, ou blanc jaunâtre, ou rosée (colorée par de l'hématite) ou verte (colorée par de l'ægyrine), et parfois aussi bleutée.

Au laboratoire, on sait produire une néphéline sodique qui a rigoureusement la composition chimique indiquée plus haut ; mais si l'on fait l'analyse chimique des néphélines naturelles on n'obtient pas des résultats conduisant à une formule constante. Les néphélines naturelles sont toutes un peu potassiques et certaines d'entre elles sont calciques.

La néphéline est de symétrie hexagonale. De réfringence faible, 1,54, elle est de biréfringence très faible, 0,005, chiffre inférieur à celui de la biréfringence de l'orthose.

En lames minces, on la voit souvent dans certaines roches en petits cristaux idiomorphes dont les sections sont rectangulaires ou hexagonales (V. pl. VIII). Un clivage parallèle à la base apparaît assez nettement (V. pl. X, fig. 1). Dans beaucoup de roches, elle n'a pas de contours propres et moule les cristaux d'autres espèces minérales. Il faut alors un certain coup d'œil pour arriver à en faire le diagnostic. Notons que, dans ce cas, les altérations auxquelles elle est facilement sujette viennent en aide. Parmi celles-ci, la transformation en muscovite et la transformation en silicates alcalins hydratés du groupe des zéolites sont les plus fréquentes. Dans les portions du cristal non transformées, la néphéline se montre toujours d'une grande limpidité.

On classe encore, parmi les feldspathoïdes des minéraux qui jouent dans les roches un rôle analogue. Ce sont : la sodalite, l'haüyne, la noséane, l'outremer ou lapis lazuli.

On peut les considérer comme de la néphéline qui aurait fixé NaCl dans la sodalite, SO^4Na^2 et SO^4Ca dans l'haüyne, SO^4Na^2 dans la noséane, Na^2S^3 et SO^4Na^2 dans l'outremer.

Ces corps sont cubiques et se présentent avec la forme b^1.

LE QUARTZ

C'est une des formes de la silice : SiO^2.

Rhomboédrique, sans clivage nettement visible, le quartz possède un éclat gras caractéristique. Il est extrêmement répandu

dans l'ensemble des roches éruptives, mais n'est pas toujours sous la forme de cristaux idiomorphes ; si toutefois il s'y trouve, il a la forme $pe^1/_2e^2$ avec un développement excessivement faible du prisme e^2, de sorte que le cristal apparaît comme une très courte double pyramide hexagonale.

Optiquement, il est uniaxe et positif, et montre bien en sections minces, entre nicols croisés, les branches de la croix noire. Sa réfringence est de 1,55 environ et sa biréfringence de 0,009. Dans les plaques minces d'épaisseur normale, il n'atteint pas le jaune du premier ordre.

Soumis à des actions mécaniques comme l'ont été beaucoup de roches qui le contiennent, il se déforme et montre en lames minces des extinctions onduleuses caractéristiques. Il est généralement riche en inclusions liquides de teinte violacée.

Les minéraux dont nous venons de donner une rapide description sont. ainsi que nous l'avons dit, ceux qu'il est, avant tout, nécessaire de connaître si l'on veut déterminer une roche. Tous étaient des silicates. Il y a, naturellement, dans les roches éruptives, bien d'autres minéraux. Certains d'entre eux se trouvent avec une grande constance dans plusieurs groupes de roches et ne peuvent, de ce fait, servir à caractériser chacun d'eux. D'autres qui se trouvent dans certains types de roches leur donnent une allure toute spéciale. Les uns et les autres ne sont pas, ainsi que les minéraux que nous venons de décrire, essentiels ; ils ne sont qu'accessoires, mais il est cependant nécessaire que nous ayons sur eux quelques connaissances précises. C'est donc sur ces minéraux que nous allons maintenant porter notre attention.

MINÉRAUX ACCESSOIRES DES ROCHES ÉRUPTIVES

Parmi ces minéraux nous distinguerons d'abord des oxydes.

Le *corindon*, qui répond à la formule Al^2O^3, se trouve abondamment dans certaines roches sous forme de gros isocéloèdres dérivés du rhomboèdre. Son clivage basal a^1 et ses plans de séparation suivant p constituent de bonnes caractéristiques. Optiquement uniaxe négatif ; sa réfringence est forte : 1,76 ; mais sa biréfringence est faible : 0,009.

Le *fer oligiste :* Fe^2O^3. Rhomboédrique ; il se produit fréquemment dans les roches volcaniques sous forme de larges lames a^1 limitées par des rhomboèdres. Il est, en lames minces, faiblement translucides et apparaît dans les paillettes les moins épaisses avec une couleur rouge sang caractéristique.

L'*ilménite* ou *fer titané* se rencontre à l'état de menus cristaux dans bien des roches et forme aussi, dans certains gisements, des amas considérables. Rhomboédrique ; il possède un éclat rose violacé typique Opaque, même en lames minces. Il se décompose fréquemment en un mélange de carbonate et de silicotitanate de chaux connu sous le nom de leucoxène.

La *magnétite* ou *fer oxydulé*, Fe^3O^4, est cubique et cristallise généralement en octaèdres. On la reconnaît à son éclat bleuté. Sa formule, qui peut s'écrire $FeO\ Fe^2O^3$, fait de ce minéral l'un des termes du groupe des *spinelles*. Ceux-ci sont ferrifères, magnésiens, zincifères, ou encore chromifères. On donne le nom de chromite ou de fer chromé à cette dernière variété qui répond à la formule $(Fe\ Mg)O\ (Cr\ Al)^2O^3$.

Le *zircon*, ou oxyde double de silicium et de zirconium est extrêmement fréquent dans toutes les roches. Il y apparaît sous forme de très petits cristaux quadratiques de haute réfringence : 1,94 ; et de biréfringence élevée : 0,055 à 0,062. Il est très souvent en inclusion dans les cristaux de biotite et développe alors dans ceux-ci ce qu'on nomme des auréoles polychroïques.

A côté de ces oxydes, mentionnons un fluophosphate de chaux, l'*apatite*, qui se montre dans beaucoup de roches avec une extrême abondance sous forme de petites baguettes hexagonales. Elle est uniaxe négative, de réfringence moyenne : 1,64, et de faible biréfringence : 0,004, donnant dans les lames minces normales des tons gris-bleu. L'apatite s'éteint naturellement en long.

La *tridymite*, variété de silice anhydre est un élément accessoire fréquent des roches volcaniques. Elle forme de petites lamelles hexagonales qui se maclent souvent par deux ou trois et se tiennent comme les feuillets d'un livre ouvert. Elle est incolore ou blanche et possède l'éclat nacré. De biréfringence très faible, inférieure à celle de l'orthose. Biaxe avec n_g à peu près perpendiculaire à la face d'aplatissement.

Nous citerons enfin parmi les silicates que contiennent accessoirement les roches éruptives, les minéraux suivants :

La *cordiérite*, aluminosilicate de fer et de magnésie. Minéral

orthorhombique à bissectrice aiguë négative. Polychroïque en lames épaisses, la cordiérite est, en lames minces, parfois teintée de violet, mais le plus souvent complètement incolore ; elle ressemble beaucoup au quartz dont elle possède à peu près la réfringence : 1,540, et la biréfringence : 0,008. Dans certains cas, elle montre un clivage g^1 et des macles de plusieurs individus.

Pour distinguer la cordiérite du quartz, il est commode, dans l'étude des lames minces, de rechercher les sections de plus faible biréfringence et de les observer en lumière convergente : on verra très bien alors, dans le cas du quartz, les branches de croix noire, tandis que la cordiérite montrera la branche unique d'hyperbole tournant autour de la trace de l'axe optique.

La cordiérite s'altère facilement et se transforme en un agrégat de lamelles de muscovite. Quand la pseudomorphose est complète, on donne souvent au minéral, dont l'aspect est alors très différent de celui de la cordiérite, le nom de *pinite*.

La *mélilite* est un aluminosilicate de chaux magnésien, ferrifère et alcalin qui joue dans la définition des roches éruptives un rôle d'une certaine importance. Ce minéral est quadratique ; de réfringence forte : 1,62 ; de biréfringence assez faible mais variable et donnant, en lames minces, les teintes de l'apatite ou des teintes d'un ordre un peu plus élevé mais ne dépassant pas le jaune clair du premier ordre (V. pl. X, fig. 6).

Le *sphène*, silicotitanate de chaux de formule $SiO^2\ TiO^2\ CaO$ est particulièrement important comme élément accessoire des roches par la raison même qu'il a de s'y produire ainsi que nous le verrons ultérieurement. De symétrie monoclinique, avec des faces $ph^1d^1/_2$, il doit au développement de $d^1/_2$ une forme dite « en toit de maison » caractéristique. Les sections ont la forme de losanges aigus. Le plan des axes optiques est situé dans g^1. Très forte réfringence atteignant 2,000, et très forte biréfringence : 0,141. Toujours un peu teinté dans les lames minces en jaune beige.

Les *tourmalines* sont des borosilicates d'alumine, de constitution complexe, qui peuvent être lithinifères, magnésifères, ferrifères, et contenir en outre du fluor, du chrome, du titane, du manganèse, du calcium ; toutes contenant d'ailleurs en outre des hydroxyles.

De symétrie rhomboédrique, mais mérièdres, elles ont la forme de prismes allongés réduits parfois à trois faces, et dans ce cas de

sections triangulaires. Uniaxes négatives et douées d'un polychroïsme intense dans certaines variétés, le maximum d'absorption se faisant suivant n_g, ce qui se reconnaît au fait que, observée avec un seul nicol, la tourmaline présente la coloration la plus foncée quand l'allongement du prisme est perpendiculaire à la section principale du nicol. Réfringence de 1,680 et biréfringence de 0,025.

L'*axinite* est elle aussi un borosilicate d'alumine avec Fe, Ca, Mn, qui tire son importance de ses conditions de gisement mais ne s'observe que rarement.

La *topaze*, fluosilicate d'alumine, orthorhombique, se produit dans des conditions analogues à celles de l'axinite et de la tourmaline. Son indice moyen est élevé : 1,61 ; sa biréfringence plutôt faible : 0,010.

Nous terminerons cette énumération rapide des principaux silicates accessoires en citant les *grenats* qu'on trouve, eux aussi, assez fréquemment dans les roches éruptives.

Ce sont des minéraux de symétrie extérieure cubique, de haute réfringence, 1,76, affectant la forme du rhombododécaèdre b^1 ou de la combinaison de celui-ci avec des trapézoèdres. Leur formule générale peut s'écrire 3 RO R'^2O^3 3 SiO^2, R pouvant être : Ca, Mg. Fe, Mn ; et R' : Al, Fe, Cr.

Certains types de composition donnée ont reçu des noms particuliers. Tels sont :

L'*almandin* 3FeO Al^2O^3 3SiO^2 de couleur rouge ;

Le *mélanite* 3CaO Fe^2O^3 3SiO^2, généralement noir, mais parfois jaune ou vert ;

L'*ouwarowite* 3CaO Cr^2O^3 3SiO^2, d'un beau vert émeraude ;

Le *grossulaire* 3CaO Al^2O^3 3SiO^2, de couleurs variées.

Les deux premiers ont seuls quelqu'importance comme éléments des roches éruptives. Le troisième est associé aux fers chromés de l'Oural et c'est à ce titre qu'on peut ici le citer. Quant au quatrième, il caractérise non des roches éruptives proprement dites, mais les roches métamorphiques qui leur sont étroitement associées.

Tous les minéraux que nous venons de décrire, qui sont des minéraux de roches éruptives, peuvent être eux-mêmes, en outre, des minéraux de métamorphisme ; mais il en est encore quelques autres qu'on trouve plus particulièrement dans les roches méta-

morphiques et que nous décrirons dès maintenant, parce que nous ne pouvons songer à séparer l'étude de ces roches métamorphiques de celles des roches éruptives.

Ce sont en premier lieu trois silicates d'alumine anhydres qui, dans leur formule, unissent une molécule d'Al^2O^3 à une molécule de SiO^2 et qu'on nomme respectivement : *andalousite*, *sillimanite*, *disthène*.

L'*andalousite* est orthorhombique, cristallise sous forme de baguettes à section droite presque rectangulaire et présente un clivage *m* facile. Elle est souvent caractérisée par la manière régulière dont sont distribuées dans sa masse des inclusions de matières charbonneuses : on lui donne alors le nom soit de *chiastolite*, soit de *macle* (V. pl. IV, fig. 5 et 6).

Le plan des axes optiques est situé dans g^1, l'allongement des cristaux est négatif. La réfringence moyenne atteint 1,638 ; la biréfringence 0,011. L'angle des axes optiques 2V est de 84°5. En lames minces l'andalousite est souvent polychroïque dans les tons rosés. Il y a de fréquentes pseudomorphoses d'andalousites en mica blanc.

Dans la *sillimanite* un peu d'alumine est remplacé par de l'oxyde ferrique. Orthorhombique comme l'andalousite mais avec plan des axes optiques dans h^1 ; allongement positif des cristaux et clivage h^1 très facile. L'angle des axes optiques 2V, petit, est de 26°. La réfringence est de 1,667 et la biréfringence, très supérieure à celle de l'andalousite, atteint 0,021.

Fréquente dans les roches métamorphiques sous forme de fines aiguilles tronçonnées (V. pl. XXVII, fig. 5), grâce à un plan de séparation facile de direction *p*, ses cristaux, parfois enchevêtrés dans tous les sens, forment une roche très dure nommée *fibrolite*.

Le *disthène* est triclinique et présente trois clivages de directions ph^1g^1. Ses cristaux sont allongés suivant la direction de l'arête h^1g^1. Le plan des axes optiques, presque perpendiculaire à h^1, est situé à 30° de la direction de cette arête. La réfringence atteint 1,720 et la biréfringence 0,016. Dans les sections qui suivent l'allongement du minéral, les traces du clivage *p* apparaissent comme des lignes interrompues d'un bord à l'autre du cristal.

La *staurotide* est un silicate d'alumine et de fer avec H^2O. Orthorhombique, de forme pmg^1, allongée suivant l'arête *mm*, elle se clive suivant *p*. Le plan des axes optiques est situé dans h^1, la bissectrice obtuse n_p étant dirigée suivant l'axe vertical. En sec-

tion mince, la staurotide est polychroïque dans les tons jaune d'or. Des macles de ce minéral en forme de croix grecque ou de Saint-André sont extrêmement fréquentes.

A cette place, nous citerons pour mémoire le grenat déjà décrit, dont la variété grossulaire est essentiellement caractéristique des calcaires métamorphiques, et qu'accompagne fréquemment l'*idocrase*, silicoaluminate de chaux hydraté, de symétrie quadratique, uniaxe négative, dont la réfringence atteint **1,720**, et dont la biréfringence est très faible : **0,0015**.

Les *wernérites* sont des minéraux quadratiques qu'on peut comprendre comme le mélange en proportions variées de la *méïonite*: $3(CaO\ Al^2O^3\ 2SiO^2) + CaO$, et de la *marialite* : $3(Na^2O\ Al^2O^3\ 6SiO^2) + Na\ Cl$. Dans les formules de ces minéraux, nous mettons en évidence respectivement un noyau anorthite et un noyau albite. La *scapolite* est une wernérite. Un terme moyen souvent nommé *dipyre* se trouve dans certains schistes et calcaires métamorphiques. La réfringence de ces minéraux oscille autour de **1,56** et leur biréfringence, généralement faible, atteint dans le dipyre **0,015**.

La *wollastonite* a pour formule $SiO^2\ CaO$. Monoclinique, à deux clivages p et $a^1/_2$ parfaits. Plan des axes optiques dans g^1, n_p faisant avec la trace du clivage p un angle de **32°** environ. La réfringence est de **1,63** ; la biréfringence de **0,014**.

Signalons enfin, comme éléments des roches métamorphiques, l'*épidote* et la *zoïsite* dont nous avons déjà cité les noms à propos des produits de décomposition des feldspaths.

L'*épidote* est un aluminosilicate calcique hydraté dans lequel du fer peut remplacer l'alumine. Le minéral est clinorhombique. De forte réfringence : **1,75**, il se reconnaît en lames minces à son aspect semblable à celui d'une colle jaunâtre figée et craquelée. Sa biréfringence varie de **0,038** à **0,056**.

La *zoïsite*, d'apparence orthorhombique, peut être considérée comme une épidote purement alumineuse. Sa réfringence est forte : **1,70** ; mais sa biréfringence est faible : **0,006**. Les cristaux s'éteignent suivant leur direction d'allongement.

Enfin, nous signalerons, en l'envisageant d'un certain point de vue, comme un minéral de métamorphisme, la *kaolinite* ou argile cristallisée, souvent dite *kaolin*, dont la formule est $2H^2O\ Al^2O^3\ 2SiO^2$, et qui forme de petites paillettes nacrées, à extinctions obliques, de biréfringence égale à **0,009**.

A la liste de tous ces minéraux, qui sont ceux des roches éruptives et des roches métamorphiques, nous eussions pu ajouter d'autres noms. Nous nous sommes contentés de citer ceux qu'il est absolument nécessaire de connaître pour arriver à acquérir les notions essentielles sur la matière des roches dont nous allons maintenant entreprendre la description.

GÉNÉRALITÉS SUR LES ROCHES ÉRUPTIVES

DE LA DÉFINITION ET DE LA CLASSIFICATION DES ROCHES ÉRUPTIVES

Les roches éruptives sont des entités géologiques qui éveillent, par leur mode de gisement, l'idée d'éruptivité. Dans un grand nombre de cas on les rencontre sans que l'on puisse d'avance prévoir leur présence ; elles rompent la continuité des terrains ; leur apparition paraît soudaine.

Elles sont, ainsi que nous l'avons déjà dit, formées de minéraux ou de verres. Elles sont donc *cristallines* ou *vitreuses* ; elles peuvent être à la fois l'un et l'autre. La cristallinité des roches éruptives est toutefois leur caractère dominant et il est rare que dans les types les plus vitreux on ne puisse apercevoir le début au moins de l'individualisation d'une partie de leurs éléments sous forme de petits cristaux. Le problème de l'élaboration de leur matière ne se pose pas tout d'abord en dehors de celui de sa cristallisation ou de sa tendance à cristalliser : les roches éruptives apparaissent comme des complexes de minéraux qui ont cristallisé à partir d'un certain magma. En les envisageant comme telles, on pourra les classer minéralogiquement ; les types vitreux seront rapprochés des types cristallins de même composition chimique. Une telle méthode de classification sera nécessairement chimique en même temps que minéralogique.

Mais puisque les roches éruptives sont des entités géologiques, on ne peut manquer d'envisager leurs relations de position avec les terrains auxquels elles confinent. On pourrait donc aussi concevoir une méthode de classification d'abord purement géologique, qui grouperait les roches d'après leur *mode de gisement*. Mais parce qu'on constate, d'autre part, que des roches minéralogiquement et chimiquement différentes peuvent avoir même mode de gisement, on serait, en fin de compte, amené dans une telle clas-

sification, à adopter des subdivisions minéralogiques et chimiques.

Dans ces leçons, nous envisagerons les roches éruptives comme des complexes de minéraux et c'est la nature de l'association minéralogique qui motivera notre premier classement ; puis dans chaque classe de roches nous établirons des divisions basées sur le mode de gisement.

Parmi toutes les roches qui peuvent être observées, certains types semblent s'imposer à l'attention du géologue ou du minéralogiste : les associations minéralogiques qu'ils présentent sont particulièrement fréquentes ; l'aire sur laquelle on les observe est importante. Ce sont ces types qui fixeront les classes de notre classification. Nous les acceptons de la nature telle qu'elle nous les offre. Nous dirons d'eux qu'ils sont des *types dominants*. Ils sont assez nombreux pour qu'on puisse rapprocher de chacun d'eux certains types moins fréquents, et parfois rares, qui apparaîtront comme des *variétés* des types dominants. La réunion des types dominants et de leurs variétés formera dans chaque classe une *famille* de roches.

Le rangement des diverses classes ou familles de roches, ou l'ordre de leur description peuvent être réglés de bien des manières. Nous choisirons celle qui met le mieux en évidence les relations de certaines familles entre elles, et nous les grouperons tantôt dans l'ordre de l'acidité croissante, tantôt dans l'ordre de l'acidité décroissante. D'ailleurs, s'il y a des familles de roches qui semblent plus naturellement se grouper, il y a entre toutes les familles certains *passages* que nous nous efforcerons toujours de mettre en évidence.

A chaque famille de roches appartiendront des types complètement cristallins, *holocristallins*, des types incomplètement cristallisés, *hypocristallins*, et des types *vitreux*. C'est le caractère chimique qui permettra de rattacher les types hypocristallins et vitreux aux types holocristallins. C'est donc le type holocristallin qui, seul, représentera minéralogiquement la famille ; il lui donnera son nom, même s'il est moins répandu que les types hypocristallins ou vitreux correspondants.

C'est par des caractéristiques minéralogiques simples que se différencient les unes des autres les familles de roches. Nommons ces familles dans l'ordre suivant lequel nous les décrirons, puis indiquons rapidement leurs caractéristiques.

1er groupe
- I. Famille des péridotites, pyroxénolites et hornblendites.
- II. Famille des gabbros et diorites.
- III. Famille des diorites quartzifères.
- IV. Famille des granites.

2e groupe :
- V. Familles des monzonites et des syénites.

3e groupe
- VI. Famille des syénites néphéliniques.
- VII. Familles des théralites et des ijolites.

Les péridotites, pyroxénolites et hornblendites sont caractérisées par l'absence de feldspaths ou de feldspathoïdes. Les gabbros et diorites, diorites quartzifères et granites, forment une série dans laquelle les feldspaths sont constants ; mais les gabbros et diorites, et diorites quartzifères ne contiennent que des feldspaths calcosodiques, tandis que les granites contiennent en outre des feldspaths potassiques ou purement sodiques. De plus, le quartz est constant dans les deux dernières familles.

Dans les syénites et les monzonites, il y a aussi des feldspaths potassiques ou sodiques en plus des feldspaths calcosodiques, ces derniers pouvant d'ailleurs manquer, mais il n'y a pas de quartz essentiel.

Les syénites néphéliniques, les théralites et les ijolites forment un groupe de familles dans lequel il n'y a jamais de quartz. Les roches en sont caractérisées par la présence de feldspathoïdes. Nous leur rattacherons cependant certaines roches qui ne sont pas toujours chargées de feldspathoïdes mais que caractérisent des amphiboles alcalines ou la mélilite. Les feldspaths potassiques ou seulement sodiques ne se trouvent que dans la famille des syénites néphéliniques. Dans les théralites il n'y a que des feldspaths calcosodiques. Quant aux ijolites, elles sont exemptes de toute espèce de feldspath.

Dans l'ordre de description que nous avons choisi l'acidité, c'est-à-dire la richesse en silice, croît des péridotites aux granites ; elle décroît des syénites néphéliniques aux ijolites. Elle est beaucoup plus forte dans les granites que dans les syénites néphéliniques. Dans le groupe qui comprend ces dernières, la silice est toujours en quantité insuffisante pour saturer tous les alcalis à l'état de feldspaths, et c'est pourquoi ces roches peuvent contenir des feldspathoïdes. Envisagées à ce point de vue, nous dirons que ces roches sont caractérisées par un déficit de silice. Les syénites et monzonites n'ont pas ce déficit de silice ; elles n'ont pas non plus d'excès de silice, et ne sont donc normalement ni quartziques

ni feldspathoïdiques. Elles passent toutefois à des types feldspathoïdiques et à des types quartziques.

COMPOSITION RÉELLE ET COMPOSITION VIRTUELLE DES ROCHES. LES TYPES HÉTÉROMORPHES

Nous avons dit que les types hypocristallins ou vitreux des roches étaient rattachés à telle ou telle famille par analogie de constitution chimique. Connaissant les limites de variation de la composition chimique de chacune des familles, on n'aura généralement pas grande difficulté à faire tel rapprochement qui convient. Cependant, l'analyse chimique d'une roche portant sur un grand nombre d'éléments, et les limites de variation de la composition chimique des familles empiétant souvent les unes sur les autres, il pourra parfois être difficile de juger de quel type holocristallin on doit rapprocher telle roche vitreuse ou seulement hypocristalline analysée.

C'est afin d'éviter une difficulté de cet ordre que certains pétrographes ont proposé de ne pas tenir compte, dans la classification, de la composition minéralogique réelle de la roche, et de constituer *à partir de l'analyse chimique* de chaque type de roche, une certaine composition minéralogique *virtuelle*, établie d'après des bases constantes que nous indiquerons plus loin. Roches vitreuses et roches holocristallines sont ainsi traitées de même manière, et rapprochées si leurs compositions minéralogiques virtuelles sont identiques ou analogues. La classification employée est alors basée sur des divisions et subdivisions établies d'après certains rapports entre les proportions des minéraux d'abord, des éléments chimiques constituants ensuite. Il est fait abstraction complète de la composition minéralogique réelle de la roche.

Il est bien évident que dans une telle classification le rôle géologique joué par la roche intervient à peine, et que ces types dominants, qui sont en quelque sorte la trame de notre classification, disparaissent. Il est vrai que dans les divisions adoptées on peut, tant bien que mal, suivre les indications de la nature, mais on n'est pas franchement conduit par elle comme nous avons choisi de l'être.

Etant donné le but que nous nous proposons, nous ne pouvons songer à adopter les bases de cette classification. Nous ne nous en désintéresserons pas cependant, car le calcul de la composition minéralogique virtuelle d'une roche met souvent en évidence des relations inattendues entre des types qu'on n'aurait pas songé à rapprocher les uns des autres. On voit, en effet, qu'il est des cas où des roches holocristallines de compositions minéralogiques réelles différentes ont même composition minéralogique virtuelle.

Tel est le cas, indiqué par A. Lacroix, d'une roche, *l'ariégite*, essentiellement caractérisée par des pyroxènes, diopside et bronzite, mais riche, en outre, en grenat et spinelle et qu'on classerait d'après une telle composition dans la famille des péridotites et pyroxénolites. Analysée chimiquement et interprétée virtuellement, cette roche met en évidence des feldspaths, et dans de telles proportions qu'on devrait la rattacher à la famille des gabbros, dont certains types présentent une composition minéralogique réelle identique à cette composition virtuelle.

L'ariégite et le gabbro qui lui correspond constituent ce que A. Lacroix appelle des *types hétéromorphes*, et qui se caractérisent par ce fait, qu'ayant des compositions chimiques identiques ou voisines, ils ont des compositions minéralogiques différentes.

Outre le cas de l'ariégite, citons encore celui de deux roches récemment décrites par A. Lacroix, la *puglianite* et la *sébastianite*, dont la première est essentiellement formée de leucite, d'anorthite et d'augite, et dont la seconde est formée d'augite, de biotite et d'anorthite. Elles ont même composition chimique : ce sont des types hétéromorphes. Dans la puglianite, la potasse s'est concentrée dans la leucite, dans la sébastianite, elle se trouve dans le mica. Il est clair que dans une classification à base chimique ces deux roches doivent être rapprochées l'une de l'autre. Dans notre classification, la puglianite devra figurer dans la famille des théralites, tandis que la sébastianite se classerait dans la famille des gabbros et diorites, les limites de variation de la composition chimique des deux familles empiétant les unes sur les autres.

L'expérience de Fouqué et Michel-Lévy, dont nous avons déjà parlé, vient illustrer d'une manière particulièrement suggestive cette notion de types de roches hétéromorphes : un mélange d'orthose et de biotite, fondu puis soumis à un recuit, fournit, dans un verre, de l'olivine, de la leucite et du fer oxydulé. Deux roches

donc qui auraient, l'une la composition d'une *syénite micacée*, l'autre une constitution voisine de ce que nous nommerons la *missourite*, pourraient être des types hétémorphes.

Mais il est particulièrement intéressant d'appliquer aux roches vitreuses, ou semi-vitreuses, les procédés de calcul de la composition minéralogique virtuelle. Eux seuls permettent l'interprétation logique de la constitution des roches incomplètement cristallisées. Ainsi, A. Lacroix a-t-il montré que les roches volcaniques de la Montagne Pelée, à la Martinique, qui ne sont pas toujours quartzifères, ont cependant puissance égale de produire du quartz ; et que si l'on pouvait être tenté, à la suite de l'examen minéralogique, de différencier ces roches en *andésites* et *dacites*, toutes cependant étaient de même nature chimique et devaient être rattachées à la famille des *diorites quartzifères* dont le terme volcanique est précisément la dacite.

L'existence de ces types hétéromorphes est donc d'un très vif intérêt ; nous ne croyons pas cependant devoir leur subordonner notre méthode de classification : nous nous contenterons de les signaler chaque fois que nous aurons occasion de les rencontrer et, autant que faire se peut, nous chercherons à connaître quelles causes ont permis dans un cas telle constitution, dans un autre cas telle autre. Admettant *a priori* qu'un type de roche donné puisse être l'un des termes de ces types hétéromorphes, nous accepterons qu'il soit classé dans une famille différente de celle de l'autre terme.

Mais, bien que nous ne songions en aucune façon à classer les roches éruptives à partir de leur seule composition chimique, il nous faut connaître, afin d'être à même de mettre en évidence l'existence des types hétéromorphes, la méthode de calcul de la composition minéralogique virtuelle telle qu'elle est habituellement employée. Ce sont les principes de cette méthode de calcul que nous allons maintenant indiquer. Nous en ferons l'application à titre d'exemple.

CALCUL DES ÉLÉMENTS VIRTUELS DES ROCHES

Nous emploierons la méthode de calcul suivie par les pétrographes de l'école américaine.

Analysant chimiquement une roche, nous obtenons les propor-

tions relatives de SiO^2, Al^2O^3, Fe^2O^3, FeO, MgO, CaO, Na^2O, K^2O, TiO^2, P^2O^5, H^2O qui sont les principaux éléments qui la constituent.

En divisant le *pour cent* correspondant à chaque élément par l poids moléculaire de celui-ci, nous obtenons le nombre de molécules de chaque élément. Nous cherchons alors à unir ces divers éléments molécule à molécule de façon à obtenir des corps de composition chimique fixée *a priori*. Ces corps, tels qu'ils ont été choisis par les pétrographes américains, sont les suivants :

Quartz SiO^2 ; hématite Fe^2O^3 ; corindon Al^2O^3 ; orthose $6SiO^2\ Al^2O^3\ K^2O$; albite $6SiO^2\ Al^2O^3\ Na^2O$; anorthite $2SiO^2\ Al^2O^3\ CaO$; néphéline $2SiO^2\ Al^2O^3\ Na^2O$; leucite $4SiO^2\ Al^2O^3\ K^2O$; olivine $SiO^2\ 2MgO$ $SiO^2\ 2FeO$; pyroxènes SiO^2MgO SiO^2FeO SiO^2CaO avec $[CaO] = [MgO] + [FeO]$ ce qui constitue un diopside théorique ; ilménite $TiO^2\ FeO$; magnétite $Fe^2O^3\ FeO$; apatite $3CaO\ P^2O^5$.

On cherche à constituer ces minéraux virtuels molécule à molécule, suivant l'ordre du tableau suivant :

	APATITE	ILMÉNITE	MAGNÉTITE	ORTHOSE	ALBITE	ANORTHITE	CORINDON	DIOPSIDE		QUARTZ
SiO^2 . . .				6	6	2		1	1	×
Al^2O^3 . . .				1	1	1	×			
Fe^2O^3 . . .			1							
FeO . . .		1	1						1	
MgO . . .										
CaO . . .	3					1		1		
Na^2O . . .					1					
K^2O . . .				1						
TiO^2 . . .		1								
P^2O^5 . . .	1									

Les chiffres indiquent les proportions relatives de molécules employées. On ne marque du corindon que si naturellement il reste un excès d'alumine. Arrivé à ce point, si la chaux est épuisée on marque de l'hypersthène $SiO^2MgO\ SiO^2FeO$; à moins qu'il n'y ait pas assez de silice pour cela, auquel cas on marque du péridot $2(Mg\ Fe)O\ SiO^2$. Si au contraire il restait de la chaux non employée, on marquerait du diopside, constitué de telle manière que $[CaO] = [MgO] + [FeO]$. S'il y a excès de silice on marque du quartz.

Si après avoir marqué du péridot, au cas où la nécessité s'en faisait sentir, on trouve cependant que la silice est encore en

déficit, c'est que trop de silice a été employée dans les feldspaths et qu'une partie de la silice devait appartenir à des feldspathoïdes. On la suppose d'abord dans de la néphéline et on calcule la quantité moléculaire x d'albite et y de néphéline à l'aide des équations suivantes :

$$x + y = [Na^2O]$$
$$6x + 2y = [SiO^2]$$

$[Na^2O]$ représente toutes les molécules de soude, $[SiO^2]$ représente le nombre de molécules de silice donné par la différence entre la quantité de silice prise primitivement pour l'albite et l'excès de silice trouvé au total. Si les équations ne donnaient pas pour x et pour y des chiffres positifs, c'est qu'il faudrait prendre toute la soude à l'état de néphéline et calculer d'une manière analogue une partie de la potasse à l'état de leucite.

Ayant ainsi le nombre de molécules des minéraux qui, virtuellement, composent la roche, on peut les diviser par les poids moléculaires correspondants : le chiffre obtenu donnera les proportions pondérales de chacun des minéraux. La somme devra naturellement coïncider, à peu de choses près, avec le total primitif de l'analyse.

Voyons d'ailleurs, par deux exemples, comment peut se poursuivre un tel calcul et étudions pour commencer le cas du granite à amphibole du Haut de Faite dans les Vosges. En I, nous donnons son analyse globale, en II son analyse totalisée à 100, l'eau étant éliminée, en III les proportions moléculaires des éléments multipliées par 1000.

	I	II	III	ILMÉNITE	MAGNÉTITE	ORTHOSE	ALBITE	ANORTHITE	CORINDON	HYPERSTHÈNE		QUARTZ
SiO^2. .	63,51	64,55	1.076			246	288	94		124	33	291
TiO^2. .	0,55	0,55	7	7								
Al^2O^3 .	14,31	14,54	142			41	48	47	6			
Fe^2O^3 .	2,08	2,11	13		13							
FeO . .	3,74	3,81	53	7	13						33	
MgO. .	4,90	4,98	124							124		
CaO . .	2,60	2,64	47					47				
Na^2O .	2,90	2,95	48				48					
K^2O . .	3,80	3,87	41			41						
H^2O . .	1,64											
Total	100,03	100,00										

La composition minéralogique virtuelle de cette roche est la suivante :

Ilménite	1,06
Magnétite	3,01
Hypersthène	16,75
Corindon	0,61
Anorthite	13,06
Albite	25,15
Orthose	22,79
Quartz	17,46
Total	99,89

Soit maintenant le cas d'une roche où apparaît un déficit de silice. Choisissons la Békinkinite, décrite par A. Lacroix et constituée par du pyroxène, de l'amphibole dans une masse d'une leucite sodique connue sous le nom d'analcime.

	ANALYSE GLOBALE	NOMBRE DE MOLÉCULES	APATITE	ILMÉNITE	MAGNÉTITE	ORTHOSE	ALBITE	ANORTHITE	DIOPSIDE		PÉRIDOT
SiO^2	42,50	701				144	492	90	123	123	7
Al^2O^3	15,35	151				24	82	45			
Fe^2O^3	5,04	31			31						
FeO	7,24	100		34	31					123	14
MgO	4,10	102									
CaO	10,36	186	18					45	123		
Na^2O	5,15	82					82				
K^2O	2,35	24				24					
TiO^2	2,72	34		34							
P^2O^5	0,79	6	6								
Total	95,60 (*)										

(*) Il n'est pas tenu compte de H^2O. On s'est contenté de ramener à 100 les proportions des éléments virtuels.

A ce point, nous avons dépensé 979 molécules de SiO^2 alors que nous n'en avions que 701 à notre disposition : nous sommes en déficit de 278. Revenons en arrière : au lieu de 492 molécules de SiO^2 attribués à la soude, nous ne prendrons que 492 — 278, soit 214 molécules. Comme nous pouvons toujours employer 82 molécules d'Al^2O^3 pour albite et néphéline, nous aurons :

$$\begin{aligned} x + y &= 82 \\ 6x + 2y &= 214 \end{aligned}$$

d'où nous tirons :

$x = 13$ molécules d'albite,
$y = 69$ molécules de néphéline.

Ramenant à 100 le total nous obtenons enfin la composition minéralogique virtuelle suivante :

Apatite	2,14
Ilménite	6,56
Magnétite	5,49
Péridot	1,06
Diopside	29,28
Néphéline	20,80
Anorthite	13,28
Albite	14,16
Orthose	7,23
Total	100,00

Du fait de sa composition minéralogique réelle, nous aurions rapproché la békinkinite des roches de la famille des ijolites. Dans la classification à base chimique elle serait rapprochée des syénites néphéliniques ou mieux encore de ce que A. Lacroix a nommé les monzonites néphéliniques. Pour nous, nous ne craindrons pas de placer la békinkinite dans les roches de la famille des ijolites, mais nous saurons qu'il est, dans la famille des monzonites néphéliniques, une autre roche de même composition chimique, et que l'une et l'autre forment des types hétéromorphes.

La composition minéralogique virtuelle d'une roche met bien en évidence deux groupes d'éléments qui sont, d'une part, des éléments feldspathiques ou feldspathoïdiques, de la silice et de l'alumine libre, d'autre part, des éléments ferrifères et magnésiens, parfois calciques. Quand ils s'individualisent dans la nature ils fournissent, les premiers, des minéraux de couleur claire et généralement blancs, les seconds, des minéraux colorés et souvent foncés, aussi a-t-on l'habitude de désigner les premiers sous le nom d'éléments blancs, les seconds sous le nom d'éléments colorés ou noirs.

A la vérité, tout ce qui figure parmi les éléments blancs calculés n'appartient pas nécessairement aux éléments blancs réels de la roche. On peut s'en rendre compte en remarquant que l'on

peut exprimer la formule d'un pyroxène tel que l'augite par deux radicaux dont l'un est identique à un péridot $2(FeMg)O\ SiO^2$ et l'autre à l'anorthite $CaO\ Al^2O^3\ 2SiO^2$. De même, si la roche contenait comme élément réel un pyroxène ou une amphibole sodique, la soude de ce pyroxène ou de cette amphibole serait calculée comme feldspathique ou feldspathoïdique. Il en est encore ainsi de la potasse des biotites. D'une manière générale, il y a plus d'éléments blancs calculés que d'éléments blancs réels. Quoi qu'il en soit, il est commode de juger des roches dans chaque famille par les proportions relatives des éléments blancs et des éléments colorés. C'est ce qu'il nous arrivera fréquemment de faire ; et nous appellerons *roches leucocrates* les roches dans lesquelles les éléments blancs prédominent sur les éléments foncés, *roches mélanocrates* les roches où l'inverse se produit, et *roches mésocrates* celles qui ont à peu près autant d'éléments blancs que d'éléments foncés ; sans chercher d'ailleurs à marquer des limites précises entre l'une et l'autre catégorie, ce qui ne se pourrait faire que si l'on adoptait comme base de classification l'analyse chimique de la roche.

DES DIVERS MODES DE GISEMENTS DES ROCHES ÉRUPTIVES

Ainsi que nous l'avons dit plus haut, nous prenons comme base de classification ces familles de roches que l'observation même de la nature nous incite à choisir et à différencier l'une de l'autre ; mais, d'autre part, dans chaque famille, nous établissons des subdivisions basées sur les conditions de gisement des roches. On voit très vite sur le terrain que les roches, envisagées de ce point de vue, se répartissent en diverses catégories.

Elles nous apparaissent tout d'abord, et nous frappent davantage sous cet aspect, sous la forme de massifs qui se poursuivent parfois sur de grandes étendues. Dans certains cas elles sont, dans ces massifs, d'une étonnante constance de composition. Nous dirons des roches qui affectent ce mode de gisement qu'elles sont des *roches de massif*. Si on les figure sur une carte on voit qu'il y a disproportion entre l'aire considérable qu'elles occupent et

l'aire très réduite des diverses strates sédimentaires au sein desquelles on peut les trouver.

Mais il arrive aussi que des roches éruptives s'étendent sur une aire comparable à celle des strates sédimentaires. On voit alors que, ou bien elles recoupent ces strates, ou bien elles les suivent et se comportent sur le terrain, toutes choses égales d'ailleurs, comme l'une d'elles. Quand elles recoupent les strates sédimentaires, elles forment ce qu'on nomme des *filons*. Ceux-ci se poursuivent parfois sur de longues distances et lorsqu'il arrive qu'ils sont dégagés des terrains qui les enfermaient à l'origine, ils ont

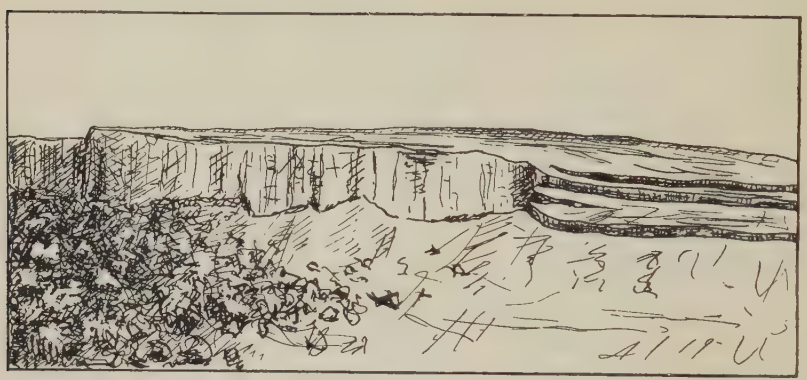


Fig. 58. — Terminaison en coin, dans les sédiments crétacés, du laccolite de *shonkinite* (Cf. Syénites) de Shonkin Sag (Highwood Mountains, Montana U. S.).

Dessin d'après une photographie tirée de : L. V. Pirsson, *U. S. G. S. Bull.*, nº 237.

l'aspect de gigantesques pans de murs ; mais leur *puissance*, c'est-à-dire leur épaisseur, est toujours relativement faible.

C'est sous cette forme de gisement que les roches éveillent le mieux l'idée d'éruptivité, car l'on imagine facilement que si elles occupent semblable place, c'est que le magma qui les a produites a fait *éruption* dans les fentes des terrains. Elles ne recoupent pas d'ailleurs que les roches sédimentaires ; elles traversent aussi les roches éruptives de massifs. Parfois elles semblent émaner des massifs mêmes : on dit alors qu'elles sont des *apophyses* de ces massifs.

Lorsque ces *roches de filons* recoupent les strates sédimentaires, elles le font sous les angles variés suivant lesquels la masse des sédiments a pu se fendre, et l'on conçoit qu'il peut arriver que les

sédiments se soient fendus dans le sens même de leur direction. L'éruption du magma produira, dans ce cas, une *roche intrusive interstratifiée*. Si la puissance de celle-ci est du même ordre que celle des filons recoupant les strates, on dit souvent qu'elle forme un *filon couche*. Sa puissance peut être plus grande et atteindre des dimensions telles que la roche forme un petit massif et parfois un grand massif. La roche ne cesse pas, pour cela, d'être interstratifiée dans des sédiments, mais l'on peut observer que ceux qui reposent sur sa masse ont été considérablement écartés de ceux sur lesquels elle repose elle-même. La roche finit en coin dans les uns et les autres (fig. 58). On donne le nom de *laccolites* aux masses de roches qui affectent ce genre de gisement. Alors qu'aucune relation de position n'existe ou ne semble, à première vue, exister entre les roches de massifs proprement dites et les terrains au milieu desquels on les trouve, le laccolite, dont la masse peut atteindre à celle d'un massif, est nettement caractérisé comme un filon couche de puissance considérable.

Les roches éruptives interstratifiées ne sont pas toutes de venue postérieure aux terrains qui les contiennent. Il en est qui ont pris place après les terrains sur lesquels elles reposent et avant les terrains sous lesquels elles se trouvent. Elles sont alors formées par des coulées issues d'appareils volcaniques et se rattachent au complexe des *roches volcaniques*. Dans ce groupe on comprend toutes les roches qui font partie de l'appareil volcanique lui-même et qui peuvent affecter, outre l'allure de *coulées*, celle de filons qu'on nomme alors le plus souvent des *dykes*, celle d'intrusions, à la manière des laccolites, dans la masse du volcan et qu'on nomme des *sills*, et même l'allure d'un culot rocheux formant une partie de la masse même du volcan, ce qu'on nomme un *dôme*.

On ne les voit parfois qu'en débris formés par l'éclatement de matériaux consolidés : elles forment des *bombes*, des *lapillis*, des *cendres* ou *cinérites*, souvent sédimentées, mais qui remplissent aussi parfois des cheminées. Les dykes et les sills peuvent aussi se trouver ailleurs que dans l'appareil externe du volcan, dans les terrains qui avoisinent celui-ci. Les premiers recoupent ces terrains comme des filons ordinaires, les seconds sont interstratifiés dans ces terrains mêmes comme des filons couches ou de petits laccolites.

Ces diverses manières d'être du gisement des roches éruptives

se rapportent donc à trois catégories principales : les *massifs*, les *filons*, les *volcans*. C'est dans cet ordre que nous étudierons les divers types de chaque famille.

DE LA TEXTURE DES ROCHES ÉRUPTIVES

On entend par texture d'une roche éruptive le faciès sous lequel elle se présente du fait de la forme et de l'arrangement des matériaux qui la constituent.

Si la roche est holocristalline et que ses minéraux constituants essentiels sont également développés dans tous les sens, présentant la manière d'être de grains juxtaposés, on dit que la texture en est *grenue* (V. pl. I. fig. 2 et pl. II, fig. 3). On dit aussi parfois, dans ce cas, qu'elle est *granitoïde* pour rappeler que cette texture est celle de beaucoup de granites.

Les minéraux des roches à texture grenue ne se sont pas généralement individualisés ensemble : leur cristallisation s'est poursuivie avec continuité, mais dans un certain ordre. Parfois, l'élément qui s'est individualisé le dernier, a pris un développement supérieur à celui des autres : on dit alors que la texture est *porphyroïde*. Mais il est cependant des roches holocristallines qui se sont formées par cristallisation simultanée de leurs éléments. Elles sont principalement représentées par deux types de la famille des granites, l'un qu'on nomme l'*aplite* (V. pl. V, fig. 2), l'autre qu'on nomme la *pegmatite*. Le premier offre une mosaïque de cristaux, le second un enchevêtrement de cristaux qui simulent des caractères d'écriture hébraïque (V. pl. V, fig. 4), d'où son nom. Nous nous servirons des termes de texture *aplitique* et de texture *pegmatique* ou *graphique*.

Si la roche est composée de cristaux qui semblent nager dans une pâte, on dit qu'elle a la texture *porphyrique* (V. pl. IV, fig. 2). On appelle *phénocristaux*, ces cristaux qui sont plus gros que ceux de la pâte. Ils se différencient des gros cristaux des roches à texture porphyroïde parce qu'ils se sont formés avant que la pâte n'ait été consolidée. Les roches à texture porphyrique présentent donc deux stades de consolidation. Pendant le premier se sont individualisés les phénocristaux ; pendant le second la pâte

a cristallisé ou s'est prise en verre si la roche est hypocristalline. Si la pâte a complètement cristallisé et qu'elle paraît formée de très menus grains on dit que la texture de la roche est *microgrenue* (V. pl. V, fig. 1). Si les cristaux qui la forment sont très petits, on dira que ces cristaux sont des *microlites* et que la texture de la pâte est *microlitique*. Parfois, les microlites marquent une tendance à se développer suivant une direction (allongement suivant une arête ou aplatissement suivant une face). S'ils sont tous orientés dans cette même direction, on dit aussi que la texture est *fluidale* (V. pl. VII, fig. 3). Ces trois textures microgrenues, microlitiques et fluidales peuvent naturellement aussi se rencontrer dans des roches qui ne sont pas porphyriques. La texture fluidale peut être, en outre, acquise par des roches vitreuses dont le magma primitif, en coulant, a orienté dans une ceraine direction toutes inclusions possibles du verre (V. pl. VI, fig. 1 et 6).

Il y a bien d'autres types de texture des roches éruptives, particuliers à certaines familles et nous les signalerons en étudiant celles-ci. Citons cependant immédiatement deux types de textures assez généralement réalisées : la *texture intersertale* et la *texture ophitique*. Dans la première, des feldspaths aplatis suivant une face, et de ce fait de forme tabulaire, sont orientés en toutes directions dans la masse de la roche et assez développés pour arriver à se toucher tous ; un autre minéral sans formes propres cristallise dans les intervalles. Dans la seconde, les feldspaths, de même faciès, mais moins développés, sont, par groupe, moulés par un seul individu d'un autre minéral (V. pl. II, fig. 6).

La texture d'une roche est fonction des conditions de cristallisation du magma qui lui a donné naissance. Celles-ci dépendent en grande partie du mode de gisement : la texture grenue est, dans la plupart des cas, caractéristique des roches de massifs, les textures microgrenues, aplitiques et pegmatiques des roches de filons, les textures microlitiques et fluidales des roches volcaniques. Mais ce n'est pas là une règle sans exceptions : il est des cas où le centre d'une coulée volcanique peut être grenu, et où, sur le bord d'un massif de roches grenues on peut observer des roches de même composition, mais microgrenues et parfois microlitiques. Enfin, certains sills de l'appareil externe d'un volcan sont grenus.

PREMIER GROUPE

I. — LA FAMILLE DES PÉRIDOTITES, PYROXÉNOLITES ET HORNBLENDITES

Les roches de cette famille ne contiennent pas d'éléments blancs essentiels réels : elles ne sont ni feldspathiques, ni feldspathoïdiques. Elles sont essentiellement formées d'un ortho ou métasilicate ferreux et magnésien, et réunissent souvent l'un et l'autre.

Bien qu'elles n'aient pas d'éléments blancs réels, certaines d'entre elles fournissent au calcul des éléments blancs virtuels.

ROCHES DE MASSIFS

On désigne sous le nom général de *péridotites* celles de ces roches que caractérise le péridot. Les *pyroxénolites* sont caractérisées par des pyroxènes. Les *hornblendites* sont essentiellement faites de hornblendes. Ces divers éléments peuvent d'ailleurs se trouver associés dans la même roche.

PÉRIDOTITES

Elles sont de compositions minéralogiques variées et ont reçu les divers noms suivants : *dunite* désigne la roche qui ne contient que du péridot comme élément essentiel (pl. I, fig. 1), *harzburgite* la roche à péridot et pyroxène orthorhombique tel que bronzite,

wehrlite la roche à péridot et pyroxène monoclinique tel que diopside ou augite (pl. I, fig. 2), *lherzolite* la roche à péridot dans laquelle pyroxènes orthorhombiques et monocliniques coexistent.

Il y a des roches à péridot et amphibole, qu'on nomme simplement *péridotites à hornblende*, et des roches à péridot, pyroxène et amphibole, qu'on désigne parfois sous le nom de *cortlandite*. Enfin, l'on trouve aussi des roches à olivine et biotite.

Dans toutes ces roches, le péridot se présente comme l'élément le plus ancien. La texture est grenue.

Outre les minéraux essentiels indiqués, toutes ces roches contiennent des spinelles : le plus souvent de la magnétite ou de la chromite, parfois aussi un spinelle magnésien et ferreux, alumineux et chromifère qu'on nomme picotite. Beaucoup de péridotites contiennent aussi du grenat, généralement la variété pyrope, magnésienne, alumineuse et chromifère.

Les dunites sont quasi exemptes de chaux. Comme d'autre part elles ne sont pas alcalines ou à peu près pas, elles ne fourniront au calcul aucun élément feldspathique ou feldspathoïdique virtuel. Tel est, en particulier, le cas de la dunite de Corundum Hill (Caroline du Nord), essentiellement faite d'olivine et de chromite et dont voici l'analyse :

SiO^2	Al^2O^3	Fe^2O^3	FeO	MgO	H^2O	Cr^2O^3	Chromite	Total
40,11	0,88	1,20	6,09	48,58	2,74	0,18	0,55	100,34

qui s'exprime virtuellement par :

Corindon	0,9
Hypersthène. . .	4,7
Olivine	89,7
Magnétite. . . .	1,6
Chromite. . . .	0,8
Eau	2,7

Les lherzolites sont au contraire calciques et alumineuses, mais faiblement toutefois, comme le montre en particulier l'analyse suivante de la lherzolite de Prades (dans les Pyrénées), essentiellement constituée de péridot olivine, de bronzite, d'un diopside chromifère, d'une hornblende brune et de picotite :

SiO^2	Al^2O^3	Fe^2O^3	FeO	MgO	CaO	Na^2O	K^2O	H^2O	Total
42,00	3,19	2,81	4,41	40,40	3,30	1,20	0,29	1,66	99,26

Planche I

Fig. 1. — ***Dunite*** (Styrie). Agglomérat de grains de péridot (texture grenue) traversés par des veinules de serpentine.

Gr. : 20 diamètres. Nicols croisés.

Fig. 2. — ***Wehrlite*** (Kakoulima, Guinée). Grains de péridot associés à des pyroxènes monocliniques qui les moulent.

Gr. : 20 diamètres. Nicols croisés.

Fig. 3. — ***Météorite*** (Iova). Nombreux chondres d'olivine dans une masse d'olivine et de fer-nickélifère.

Gr. : 11 diamètres. Lumière naturelle.

Fig. 4. — ***Météorite*** (Kansas). Chondre d'enstatite, à secteurs d'orientations diverses.

Gr. : 31 diamètres. Nicols croisés.

Fig. 5. — Phénocristaux d'augite et petit cristal d'olivine, des laves dites ***limburgites***, du Kaiserstuhl, en pays de Bade.

Gr. : 10 diamètres. Lum. nat.

Fig. 6. — ***Picrite*** (Fichtelgebirge). Cristaux d'olivine baignés par un pyroxène monoclinique (texture pœcilitique).

Gr. : 35 diamètres. Nicols croisés.

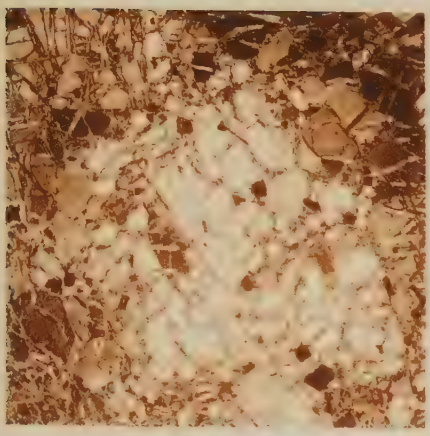


Fig. 1

Fig. 2

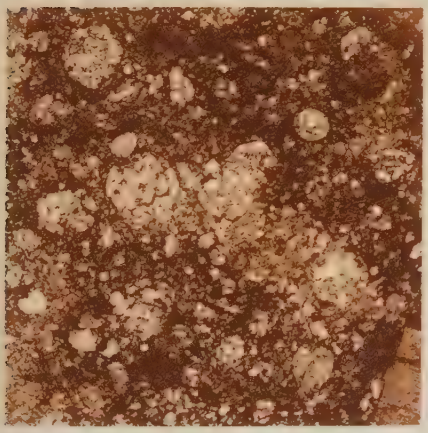


Fig. 3

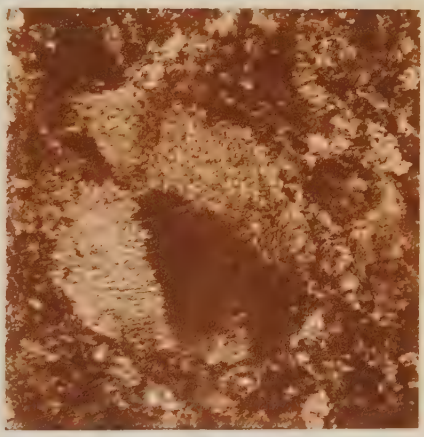


Fig. 4

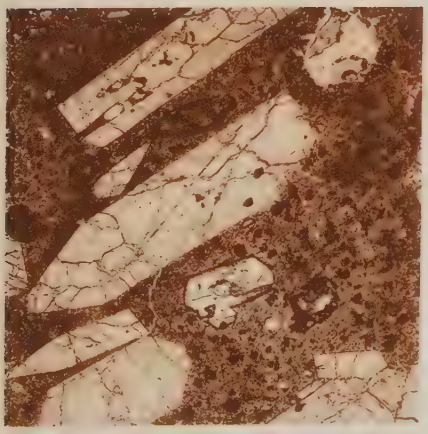


Fig. 5

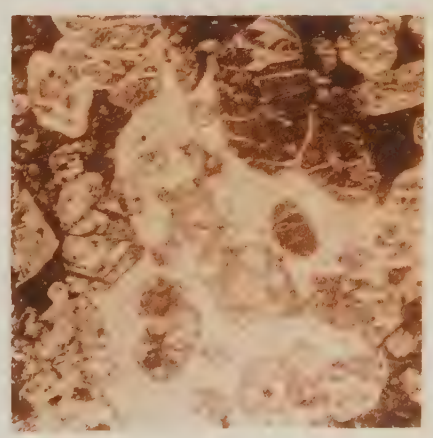


Fig. 6

La composition minéralogique virtuelle fournira, après élimination de l'eau :

Orthose	1,7
Albite	3,2
Néphéline . . .	3,8
Anorthite. . . .	2,9
Diopside	11,0
Olivine	73,2
Magnétite. . . .	4,0

Alors que dans la dunite les éléments blancs virtuels se réduisaient à une très petite quantité de corindon, ils atteignent ici un peu plus de 11 0/0 et mettent en évidence des feldspaths et des feldspathoïdes. C'est cependant encore une faible quantité d'éléments blancs virtuels. La quantité de feldspaths ou de feldspathoïdes potassiques serait naturellement plus abondante dans certains types de lherzolites micacées, dont la teneur en potasse atteint 3,5 0/0. Dans ces mêmes types, la proportion de TiO^2 est également importante et peut aller jusqu'à 3,8 0/0, alors que dans les autres types elle n'atteint pas en général 1 0/0.

PYROXÉNOLITES

Elles se nomment d'après leur pyroxène essentiel, et l'on pourra distinguer des *bronzitites*, des *hypersténites*, des *diallagites*, des *diopsidites*. La *koswite* est une pyroxénolite de l'Oural qui tire son intérêt du fait qu'elle contient des grains de pyroxène moulés par de la magnétite. Elle renferme d'ailleurs, en outre, un peu de péridot olivine : elle est un terme de passage des pyroxénolites aux péridotites. Il s'est parfois produit dans cette roche des concentrations de magnétite, et certains nids de cet oxyde de fer peuvent fournir des blocs pesant jusqu'à 200 kilogrammes.

Voici, d'autre part, l'analyse de la koswite de Koswinsky-Kamen :

SiO^2	Al^2O^3	Fe^2O^3	FeO	CaO	MgO
40,43	5,72	11,25	10,31	18,23	14.06

Les *ariégites* des Pyrénées sont particulièrement intéressantes : elles contiennent du diopside ou de la bronzite, des spinelles, et un grenat jaune clair.

Un type riche en grenat fournit à l'analyse :

SiO^2	Al^2O^3	Fe^2O^3	FeO	MgO	CaO	Na^2O	K^2O	TiO^2	P^2O^5	H^2O	Total
49,44	10,86	2,30	2,32	18,97	13,90	0,87	0,10	0,40	0,05	1,00	100,21

Cette analyse, ramenée à 100 après élimination de l'eau, donne, par le calcul, les éléments virtuels suivants :

Ilménite	0,8
Magnétite . . .	3,5
Diopside	34,0
Péridot	23,6
Orthose	0,6
Albite	7,4
Anorthite	25,7
Quartz.	4,4

Cette composition virtuelle est, ainsi que nous l'avons déjà exposé, celle de certains gabbros.

HORNBLENDITES

Les hornblendites n'ont pas le même intérêt que les péridotites ou pyroxénolites. Elles sont sous l'étroite dépendance d'autres roches, et presque toujours associées à des diorites ou gabbros, parfois à des gabbros à olivine. Dans les Pyrénées on en voit à proximité des lherzolites dans les terrains secondaires.

ALTÉRATIONS DES ROCHES DE MASSIFS DE LA FAMILLE DES PÉRIDOTITES ET PYROXÉNOLITES

Les péridotites et pyroxénolites sont fréquemment altérées. Nous avons déjà dit, en parlant des péridots et de certains métasilicates, tels que l'hypersthène, comment les uns et les autres se transformaient en serpentine. La roche pyroxénique ou péridotique s'enrichit en eau, et cet élément peut atteindre la proportion de 14 0/0. La transformation de la roche peut être complète : des massifs entiers de péridotites sont devenus des serpentines. Nous dirons ultérieurement le mode particulier d'altération des péridotites dans les régions tropicales.

RELATIONS DE CES ROCHES ENTRE ELLES ET AVEC LES TERRAINS ENCAISSANTS

Nous devons à Duparc la description de vastes gisements de ces roches dans l'Oural. Péridotites et pyroxénolites forment de

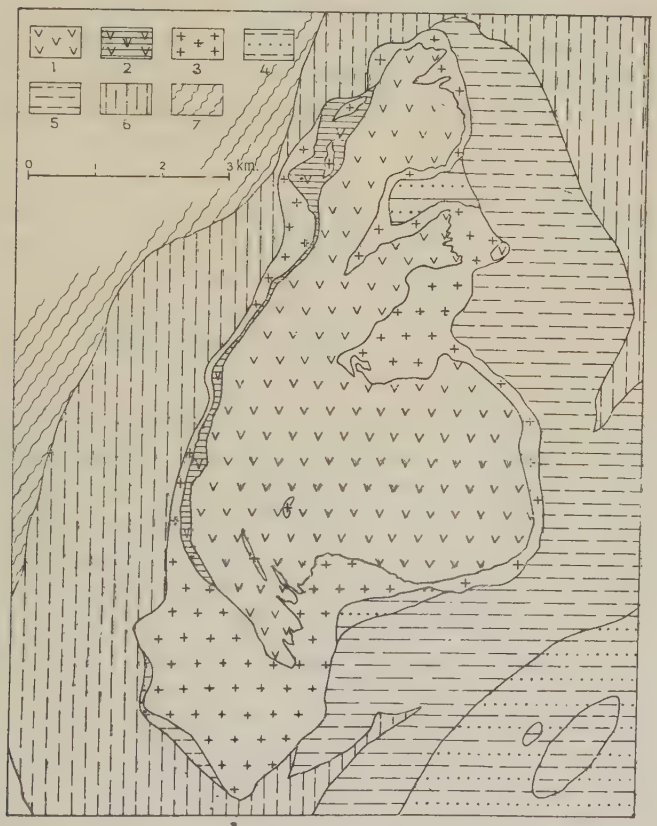


Fig. 59. — *Dunite* et roches associées, du centre platinifère de Nijni Taguil (Oural).

1. Dunite ; 2. Serpentine de dunite ; 3. Pyroxénolites ; 4. Gabbros à biotite ; 5. Gabbros à hornblende et Diorites ; 6. Amphibolites à plagioclases ; 7. Schistes cristallins.

D'après la carte de N. Wyssotsky in Duparc : *Le platine et les gîtes platinifères de l'Oural et du Monde.*

grands massifs dont la péridotite (dunite) occupe le centre (fig. 59) et la pyroxénolite les bords. Cette dernière est entourée d'une zone

de gabbros, parfois à olivine, et ceux-ci confinent à des schistes anciens. De telles conditions de gisement mettent en évidence l'acidité croissante des roches depuis le centre du massif jusqu'aux bords de celui-ci.

Dans les Pyrénées, d'importantes observations ont été faites d'abord par A. Lacroix, puis par Michel Longchambon sur les lherzolites et les ariégites. Les ariégites forment dans les masses de lherzolites, tantôt des traînées, tantôt de véritables filons dirigés dans le même sens, parallèles entre eux et de direction générale voisine de celle des strates des terrains qui encaissent la lherzolite. Les lherzolites se trouvent entre le Lias et le Crétacé.

Fig. 60. — Petite bosse de *lherzolite*, λ ; au contact des calcaires du Lias, *l* ; Cornéennes à dipyre, *c*. Près de Vicdessos (Pyrénées).

D'après A. Lacroix. *Livret guide du VIII^e Congrès géologique international.*

Michel Longchambon a établi que, dans la région de Vicdessos, les masses de lherzolites reposent sur le Lias et sont recouvertes par l'Urgo-aptien. Dans la même position on trouve, çà et là, des dolomies qui laissent apercevoir de temps en temps de petites bosses de lherzolites. La lherzolite occuperait la même place que la dolomie jurassique. Au contact de la lherzolite, les strates sédimentaires sont métamorphisées (fig. 60). Le Lias calcaire et le Lias marneux sont chargés de dipyre ; le Lias calcaire devient un « calcaire à minéraux », le Lias marneux se transforme soit en schistes micacés, soit en roches dures amphiboliques.

Les relations de la lherzolite, avec les terrains qui l'encaissent, posent nettement le problème de l'origine de cette roche, et ce problème est le même que celui qui se pose à propos de toutes les roches qui apparaissent en massifs.

Etant donnée la très grande différence d'aspect de la lherzolite et des sédiments, même métamorphiques, au sein desquels elle apparaît, la plus simple idée qui vienne à l'esprit c'est que la lherzolite résulte de la consolidation d'un magma venu d' « ailleurs », venu des profondeurs de l'écorce terrestre, qui a pris place au sein des sédiments et a cristallisé à la place même où il est, s'étant frayé passage à travers les strates sédimentaires et se

comportant dans celles-ci comme une masse intrusive. A son voisinage, *des actions de contact* auraient transformé les roches sédimentaires en roches métamorphiques. Cependant, l'examen des conditions de gisement particulières à la lherzolite, sa manière d'être zoné d'ariégite, le fait qu'elle se tient à la même place que la dolomie jurassique du voisinage a poussé M. Longchambon à se demander si la lherzolite ne *tenait* pas précisément la place de cette dolomie, c'est-à-dire si dans la matière même de la lherzolite il n'y avait pas la matière d'une dolomie préexistante.

Le fait qu'une roche cristalline, faite d'un agrégat de minéraux dont la cristallisation est la conséquence de la même suite de phénomènes, puisse être envisagée comme ayant été primitivement la matière d'un sédiment n'a rien qui puisse surprendre, puisque nous voyons des sédiments devenir cristallins, et parfois complètement, par métamorphisme. Néanmoins, nous ne confondons pas la lherzolite massive et la roche métamorphique qu'on trouve à son contact. Si l'on est conduit à envisager la matière originelle de la lherzolite comme celle d'un sédiment, de même qu'un sédiment était la matière originelle de la roche métamorphique, il faut admettre que les conditions qui ont présidé à la transformation du sédiment en une roche massive péridotique et pyroxénique n'ont pas été identiques à celles qui ont provoqué la formation de la roche métamorphique.

Quoiqu'il en soit, à partir d'une dolomie et sous des influences que nous ne songeons pas à préciser pour l'instant, un magma se serait constitué, dont la cristallisation aurait produit la masse des lherzolites et des ariégites. Telle est l'hypothèse envisagée et dont nous retiendrons la suggestion sans discuter ici la question de savoir si sa légitimité s'impose à propos des roches péridotiques pyrénéennes localisées parmi les terrains secondaires. Mais si une hypothèse de cet ordre peut trouver sa vérification dans l'étude de certaines roches basiques, ainsi que nous le verrons ultérieurement, il n'y a pas lieu de l'appliquer *a priori* à toutes les roches péridotiques de massifs : il est certain qu'un grand nombre d'entre elles proviennent de la consolidation de magmas issus de régions profondes de l'écorce terrestre.

LES MÉTAUX UTILES DES ROCHES DE LA FAMILLE DES PÉRIDOTITES

L'intérêt des roches de la famille des péridotites n'est pas purement spéculatif : ces roches sont effectivement le gisement d'une grande partie du chrome et du nickel, et aussi, à l'origine, celui du platine.

Le chrome se trouve dans les péridotites soit à l'état de fer chromé, soit dans le spinelle chromifère, picotite, ou encore dans le grenat pyrope, soit enfin dans certains diopsides. Le minerai, fer chromé, est exploitable dans la roche où on le trouve lorsqu'une concentration, une ségrégation, s'en est produite en certains points. Ces ségrégations semblent s'être faites dès les premiers temps de consolidation du magma, car on peut observer que le fer chromé a cristallisé dans la roche avant le péridot. On exploite en outre le fer chromé quand, la péridotite s'étant décomposée par altération, le ruissellement a permis une concentration mécanique du minerai : c'est le cas des gisements de la Nouvelle-Calédonie. C'est également dans les péridotites décomposées qu'on exploite le chrome du Canada, dans les régions situées à l'Est de Québec.

Le nickel des péridotites était, à l'origine, fixé par les péridots et les enstatites à l'état de NiO ; on cite des analyses d'olivine qui ont fourni 0,26 0/0 de NiO ; c'est à partir des péridotites altérées qu'on l'exploite. Lors de la décomposition de la péridotite, les produits de décomposition des silicates magnésiens nickélifères se concentrèrent dans les fissures de la roche altérée ou dans les fentes des roches voisines : une serpentine nickélifère, d'un beau vert Véronèse, la *garniérite*, fut ainsi formée. L'oxyde de nickel y peut atteindre les proportions de 48,6 0/0, mais se maintient habituellement entre 20 et 30 0/0. On attribue parfois à la garniérite la formule $(NiO, MgO)SiO^2 + nH^2O$. L'analyse d'un type riche en nickel de la Nouvelle-Calédonie fournit :

SiO^2	Al^2O^3	Fe^2O^3	NiO	MgO	H^2O+	H^2O-
38,45	0,40	0,15	32,52	10,61	6,44	11,53

Outre ce mode de gisement du nickel dans les péridotites, il faut encore signaler celui du *fer nickélifère* d'Awarua en Nou-

velle-Zélande, sur la côte Ouest de l'île du Sud, qu'on trouve à l'état de grains rassemblés dans des cours d'eau et qui émanent d'un massif de péridotites à enstatite partiellement serpentinisées.

Les gisements de platine de l'Oural proviennent des péridotites et pyroxénolites dont les massifs séparent à peu près les eaux d'Asie des eaux d'Europe. D'après Duparc, c'est de la dunite que sont issus les principaux gîtes de platine ; quelques-uns aussi proviennent de pyroxénolites en l'absence de toute masse apparente de dunite. On ne voit pas les rapports directs du platine et de la roche en place : c'est dans des alluvions dont la matière est due à la désagrégation des péridotites et pyroxénolites qu'on recueille le platine, et c'est seulement de l'étude minutieuse des pépites que Duparc a pu tirer des conclusions sur le mode de gisement du précieux métal.

Ce savant a mis en évidence que, dans les péridotites, le platine, qui se trouve à l'état métallique, a cristallisé soit avec la chromite dans les ségrégations de ce minéral, soit directement avec l'olivine. Parfois une masse de platine moule des cristaux de chromite. Si cette dernière vient à disparaître, le platine prend un aspect spongieux. Dans les pyroxénolites, le platine moule les cristaux de pyroxène.

Le platine métallique n'est pas pur, et l'on constate que la composition du métal recueilli est assez variable. Il y a variation de composition non seulement de gisement à gisement, mais aussi de pépite à pépite du même gisement ; en ce dernier cas, toutefois, dans des limites assez étroites. Voici d'ailleurs, d'après Duparc, trois types de composition de pépites :

A : Gisement du Taguil (péridotite).
B : Gisement de l'Iss (péridotite).
C : Gisement à partir d'une pyroxénolite.

	A	B	C
Osmiure d'iridium	1,45	4,41	0,33
Platine	78,99	83,19	88,93
Palladium	5,31	3,00	0,99
Cuivre			0,08
Noirs			3,51
Fer	14,77	8,70	7,03
Total	100,52	99,30	100,87

Ces analyses révèlent le fait très intéressant qu'il n'y a pas, dans le platine, que des métaux nobles et qu'une notable quantité

de fer lui est toujours associée. Aux yeux de Duparc, c'est là la preuve que le platine se comporte dans la péridotite comme un métal insuffisamment coupellé : la scorie qui résulte de cette coupellation serait la roche éruptive elle-même, le platine étant le produit d'un affinage naturel incomplet. Duparc pense que le platine et les métaux de son groupe ont pu, à l'origine, se trouver dans un magma à l'état de solution comparable à celui des sulfures métalliques dans les bains de métaux ou de silicates. Le platine se serait progressivement concentré dans une partie du magma (centre du massif) qui devenait de plus en plus basique par suite du départ vers la périphérie de termes plus acides. Le platine devra se trouver dans la péridotite à un état d'affinage d'autant plus complet que le fer auquel il est allié aura plus complètement été fixé, après oxydation, par la formation d'olivine ou de chromite.

De Launay admet également que les phénomènes qui se sont manifestés lors de l'individualisation du platine dans les péridotites sont identiques à ceux de la scorification, mais faisant intervenir l'action réductrice de gaz carburés, il leur attribue l'isolement des métaux, et pense que si l'isolement du fer n'a pas été poussé jusqu'au bout et si des oxydes se sont produits, il faut l'attribuer à la présence d'eau dissociée qui n'a pas permis au métal de se présenter tout entier à l'état natif.

Une petite quantité de fer à l'état natif peut donc se trouver dans les péridotites. Nous avons vu précédemment que dans les péridotites d'Awarua il existait du fer nickélifère ; mais, à la vérité, le fer natif est un élément rare dans les roches terrestres. Au contraire, le fer est un élément constant des *Météorites* ou « pierres tombées du ciel ».

Bien qu'il ne s'agisse pas d'éléments propres de la croûte terrestre, il importe cependant que nous connaissions la composition de ces pierres singulières, et c'est pourquoi nous leur consacrerons une rapide étude.

LES MÉTÉORITES

On distingue parmi les météorites des types métalliques et des types pierreux, mais elles sont souvent à la fois métalliques et pierreuses. Ce sont, en général, des masses de toutes formes, ron-

des ou anguleuses, et parfois de dimensions énormes, recouvertes d'une croûte noire d'une très faible épaisseur. Leur surface est fréquemment creusée de cavités en forme de cupules : on imagine que ces cupules sont dues au tourbillonnement des gaz que la météorite, en tombant, pousse devant elle.

Les météorites tombent d'un seul bloc ou explosent. Dans ce dernier cas, leurs morceaux peuvent être répartis sur une grande surface. Dans l'une des chutes (Orgueil), les morceaux de la météorite, d'une nature particulière il est vrai (1), ont été trouvés dans un ovale de 30 kilomètres de grand axe. La vitesse de chute des météorites atteint de 20 à 30 kilomètres à la seconde

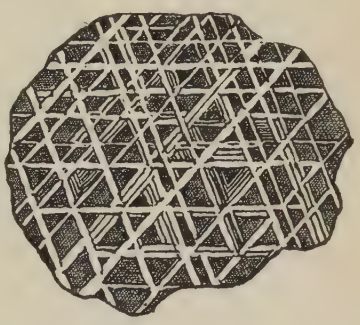


Fig. 61. — Figures de Widmanstaetten, dans un fer météorique.

Les éléments pierreux des météorites sont de l'olivine, de l'enstatite et de l'hypersthène, de l'augite, des plagioclasses basiques, du spinelle chromifère et parfois un verre. Les éléments métalliques sont du fer, toujours associé à du nickel (6 à 11 0/0), un phosphure de fer et de nickel : la *schreibersite*, un sulfure de fer (FeS) : la *troïlite*. On a signalé aussi, dans certaines météorites, le graphite et le diamant.

Parmi tous ces éléments, les plus fréquents sont : le fer nickélifère avec le phosphure et le protosulfure, et les ortho et métasilicates non alumineux. C'est pourquoi les météorites doivent-elles être pour la plus grande part rapprochées des péridotites dont nous venons de faire l'étude ; mais il est des types presque purement métalliques.

Ces types sont constitués par des lamelles de fer, pauvres en nickel, doublées de fines lamelles de fer plus riches en nickel. En attaquant par un acide la surface polie d'un « *fer météorique* » on met en évidence cette texture lamellaire ; les différentes parties s'attaquant plus ou moins suivant leur richesse en nickel. On fait

(1) La météorite tombée à Orgueil contenait, à côté de silicates magnésiens et d'oxydes métalliques, des matières salines et déliquescentes, ainsi qu'un composé de carbone, d'hydrogène et d'oxygène.

apparaître ainsi ce qu'on nomme les *figures de Widmanstaetten*, et l'on peut voir que les lamelles sont disposées parallèlement aux faces de l'octaèdre dérivé du cube (fig. 61). Les fers météoriques sont donc cristallisés. On nomme *camasite* la matière des lamelles épaisses, qui contiennent moins de 7 0/0 de nickel, et *taenite* celle des lamelles de fer riches en nickel, dont la proportion peut atteindre 40 0/0. Un mélange très intime de camasite et de taenite qui cristallise parfois dans l'intervalle des lamelles a reçu le nom de *plessite*. Dans ces masses cristallines de fer, la troïlite forme des noyaux noirs, et la schreibersite occupe la région centrale des lames de camasite.

Le passage des météorites purement métalliques aux météorites pierreuses se fait par des fers météoriques chargés de cristaux d'olivine. Tel est le cas de la météorite trouvée au désert d'Atacama (Chili). Les cristaux d'olivine ont l'aspect de gros grains à surface arrondie. Ils sont moulés par le fer qui prend un aspect spongieux quand la désagrégation les a fait disparaître.

Dans les météorites pierreuses, le fer ne forme plus une masse continue, mais il se trouve inclus dans la pierre à l'état de granules. La masse même de la météorite est principalement faite d'olivine et d'enstatite. Dans cette masse il s'est souvent différencié de petits grains, de la taille d'un grain de millet, qu'on nomme des *chondres*, et qui sont formés soit d'une masse de cristaux d'olivine, soit de cristaux bacillaires de bronzite ou d'enstatite qui rayonnent à partir d'un point de la surface du chondre. Cette texture *chondritique* (Pl. I, fig. 3 et 4) est tout à fait particulière aux météorites : on ne l'observe pas dans les roches terrestres.

Quelques météorites sont feldspathiques. Il en est qui sont essentiellement constituées par un mélange d'anorthite et d'augite diallagisante, accompagnée de bronzite, en texture intersertale. Les météorites de ce type sont à rapprocher des roches de la famille des gabbros ; elles sont d'ailleurs rares.

REMARQUES SUR L'ORIGINE DES PÉRIDOTITES

Les météorites ne sont pas des matériaux de la croûte terrestre : ce sont des blocs qui furent projetés sur la terre ; on en a vu tomber. Il est vraisemblable qu'elles ne viennent pas des espaces

interstellaires, mais qu'elles sont des matériaux errants dans le système terre-lune, et provenant eux-mêmes de ce système, que la terre parvient parfois à capturer. Et c'est pourquoi elles sont particulièrement intéressantes, car elles se présentent comme des échantillons de la matière des régions de notre globe que nos investigations ne peuvent atteindre, ou de son satellite.

En calculant la moyenne d'un grand nombre d'analyses de météorites pierreuses, et en en transformant le résultat de telle manière que tout le fer soit compté à l'état de peroxyde, et que soufre, phosphore, nickel, soient éliminés, G.-P. Merrill a fort bien mis en évidence l'identité de composition de ces météorites et des péridotites. On en jugera par les analyses suivantes, dont on verra que la seconde est identique à celle d'une péridotite :

	MOYENNE DE 99 ANALYSES DE MÉTÉORITES	ANALYSE TRANSFORMÉE
SiO^2.	38,98	45,46
Al^2O^3	2,75	3,21
Fe	11,61	—
FeO.	16,54	19,29
CaO.	1,77	2,06
MgO.	23,03	26,86
Na^2O	0,95	1,11
K^2O	0,33	0,38
MnO.	0,56	0,65
Chromite . .	0,84	0,98
Ni, Co	1,32	—
S	1,85	—
P	0,11	—
Total . . .	100,64	100,00

Nous avons dit qu'il y avait lieu de considérer comme intrusifs un grand nombre de massifs de péridotites et que le magma d'où ils sont issus devait vraisemblablement provenir des régions profondes de l'écorce terrestre. Le passage des météorites métalliques aux fers à péridot et le passage de ceux-ci aux météorites pierreuses si voisines des péridotites et parfois même des gabbros terrestres, vient solidement étayer cette idée. Mais si, d'autre part, suivant les suggestions de M. Longchambon, il y a lieu aussi de penser qu'en certains cas des péridotites proviennent de la transformation de terrains sédimentaires, une dualité d'origine semble donc, pour les roches de cette famille, s'imposer à l'esprit.

ROCHES DE FILONS

Parmi les pyroxénolites, il est des types essentiellement constitués soit de diallage, soit de diopside, et qu'on nomme *diallagites* et *diopsidites*, qui se trouvent sous forme de filons dans les massifs mêmes de péridotites.

Duparc et Pamphil ont décrit, sous le nom d'*issite*, des roches amphiboliques qui traversent en filons les massifs de dunite de l'Oural. Outre l'amphibole qui forme leur constituant essentiel, elles contiennent du pyroxène, de la magnétite et de l'apatite, parfois aussi un peu de feldspath labrador. Les types non feldspathiques de ces roches tiennent de 33 à 38 0/0 de SiO^2, une moyenne de 15,5 0/0 de CaO et de 2 à 3 0/0 d'alcalis.

ROCHES VOLCANIQUES

Les coulées à rapporter à la famille des péridotites et pyroxénolites sont formées de roches qu'on peut nommer *augitites à olivine* ou *augitites* (Pl. I, fig. 5). Il est rare qu'elles soient complètement exemptes de feldspaths. On en comprend la raison : un pyroxène tel que l'augite contient les éléments de l'olivine et de l'anorthite ; une faible quantité d'éléments alcalins sodiques permettra l'individualisation d'un feldspath basique. Mais ce feldspath ne sera pas en telle proportion qu'on puisse le considérer comme un élément essentiel de la roche et l'on classera celle-ci sans difficulté dans la famille étudiée.

Les *picrites* sont des roches mélanocrates à augite, riches en olivine (Pl. I, fig. 6), plus ou moins vitreuses, et qui ont parfois une texture porphyrique. A. Lacroix a signalé leur abondance à Tahiti. Elles forment en l'île de la Réunion, au Piton de la Fournaise, un faciès magnésien des laves basaltiques modernes. On les connaît en gisements filoniens liés sans doute à des appareils volcaniques. Dans ce cas, l'olivine et le pyroxène sont accompagnés fréquemment d'une amphibole brune et de biotite, et la texture est telle que plusieurs grains d'olivine diversement orientés sont envelop-

pés par un cristal de pyroxène ou d'amphibole : on donne à ce mode de texture le nom de poecilitique (ποικίλος, bariolé). La roche est, çà et là, chargée de feldspaths, généralement très basiques, de ces variétés intermédiaires entre le labrador et l'anortite auxquelles on donne le nom de bitownite.

Composition chimique. — A, d'un dyke de picrite (Adé, Basses-Pyrénées) ; B, du faciès picritique des laves du Piton de la Fournaise :

	A	B
SiO^2.	41,60	43,96
Al^2O^3	10,03	9,84
Fe^2O^3	2,86	3,04
FeO.	8,11	10,40
MgO.	24,76	20,70
CaO.	5,70	7,93
Na^2O	1,59	1,48
K^2O.	0,49	0,62
TiO^2.	0,60	2,07
P^2O^5	0,14	0,25
H^2O.	4,40	
Total . .	100,28	100,29

La *kimberlite* possède un gisement tout particulier : elle forme l'élément essentiel d'une brèche qui remplit les *cheminées diamantifères* de l'Afrique Australe. Cette roche est composée de cristaux de péridot, de diopside chromifère, de bronzite, de grenat pyrope et de biotite qui nagent dans un verre serpentinisé. Dans les parties fraîches de la roche, on voit que ce verre est chargé de microlites de biotite, d'ilménite, de pérowskite (TiO^2CaO) de chromite et de magnétite, de néphéline en forme de squelettes hexagonaux. La kimberlite est donc apparentée aux roches à feldspathoïdes.

La brèche décomposée forme le « blue ground » des mineurs et contient le diamant. Il y a, dans cette brèche, des fragments de lherzolite et de harzburgite. On croit actuellement que le gisement propre du diamant est une roche à pyroxènes et grenat, que nous décrirons comme l'un des termes du terrain cristallophyllien et qu'on appelle *éclogite*, dont on trouve dans le blue ground les débris.

II. — LA FAMILLE DES GABBROS ET DIORITES

Les feldspaths réellement individualisés manquaient en tant qu'éléments essentiels dans les roches de la précédente famille. S'alliant aux minéraux qui caractérisaient celle-ci, ils formeront les *gabbros* et *diorites* ; mais il ne s'agit encore que de feldspaths calcosodiques.

A la vérité, le calcul des éléments virtuels des roches de la famille des péridotites et pyroxénolites met bien souvent en évidence des feldspaths et dans des proportions telles que s'ils étaient individualisés réellement, la roche devrait être classée parmi les gabbros ; c'est en particulier, nous l'avons signalé, le cas de l'*ariégite*. Gabbros, péridotites et pyroxénolites fourniront donc, ensemble, des types hétéromorphes.

D'autre part on observe, dans bien des cas, un passage des péridotites aux gabbros : il est rare qu'un massif de péridotite soit isolé de tout élément feldspathique, soit que des ségrégations à feldspaths se produisent en certains points de sa masse, soit qu'il confine à des gabbros dont la péridotite atteint la composition en se chargeant progressivement de feldspath.

On peut donc dire qu'il y a continuité dans la série des roches, depuis les termes les plus basiques des péridotites jusqu'aux termes plus acides des gabbros et encore plus acides des diorites.

ROCHES DE MASSIFS

On différencie minéralogiquement le gabbro de la diorite par l'acidité du feldspath calcosodique de ces roches : les gabbros sont caractérisés par un feldspath calcosodique basique allant de l'anorthite aux labradors ; les diorites par un feldspath calcosodique acide allant de l'andésine aux oligoclases. On peut ajouter qu'en général des pyroxènes accompagnent le feldspath basique dans les gabbros, tandis que des amphiboles accompagnent le feldspath acide dans les diorites ; mais il y a tous les passages

possibles entre le type gabbro et le type diorite, et il existe des diorites à pyroxènes de même qu'il y a des gabbros à amphibole.

LES GABBROS

Les divers types de gabbros se singularisent par la présence de tel ou tel élément particulier. Il y a des *gabbros à olivine*, des *gabbros à hypersthène* auxquels on donne fréquemment le nom de *norites*. Certains gabbros largement cristallisés et constitués par de forts cristaux de pyroxène diallagisant à large clivage d'éclat métallique et bronzé, et à grands cristaux de feldspaths blancs, ont été nommés *euphotides*, ce qui veut dire « de bel aspect » par Haüy. Beaucoup de gabbros contiennent des pyroxènes titanifères que caractérise, en sections minces, leur teinte violette. Il en est qui contiennent des grenats. Tous contiennent de la magnétite ou des fers titanés, et l'on trouve aussi, dans beaucoup d'entre eux, une grande quantité d'apatite. On donne le nom de *troctolites* à des gabbros à olivine, sans pyroxènes.

Ces diverses roches ont le grain plus ou moins fin. Les gabbros largement cristallisés ont développé à peu près également leurs éléments constituants ; ceux d'entre eux qui sont finement cristallisés présentent la texture grenue (Pl. II, fig. 1 et 2).

Ce qu'on nomme communément *diorite orbiculaire*, ou bien encore *napoléonite* et parfois *corsite*, est un gabbro de Corse composé d'anorthite et d'amphibole dont les cristaux sont groupés en zones concentriques formées alternativement d'anorthite et d'amphibole. La roche est ainsi constituée de sphéroïdes joints entre eux par un mélange grenu des deux mêmes minéraux, qui forme également la partie centrale des sphéroïdes.

Dans les gabbros à olivine, on peut souvent observer qu'au contact des feldspaths l'olivine est entourée d'une croûte formée de menus cristaux d'amphibole ou de pyroxène. Parfois il y a double croûte, l'une interne, en hypersthène, l'autre, externe, en cette amphibole non alumineuse qu'on nomme l'actinote.

On voit dans les gabbros autant d'éléments blancs que d'éléments colorés, mais le calcul de la composition minéralogique virtuelle révèle presque toujours une quantité d'éléments blancs un peu supérieure à celle des éléments colorés et pouvant atteindre parfois au double de ceux-ci. Cela tient à ce que les gabbros con-

tiennent habituellement des pyroxènes alumineux de la formule desquels on peut tirer un noyau d'anorthite, et cela tient aussi à ce qu'il est rare que les gabbros ne contiennent pas de mica biotite ou d'amphibole dans la composition virtuelle desquels il entre des éléments blancs mais qui sont réellement eux-mêmes des éléments colorés. Ces roches d'aspect *mesocrate* tendent donc, envisagées du point de vue chimique, vers des types *leucocrates*.

Mais il est certains gabbros dont l'aspect extérieur même est celui de roches leucocrates en ce sens que l'élément feldspathique prédomine grandement sur l'élément ferromagnésien. Ces roches constituent ce qu'on a nommé des *anorthosites* Pl. II, fig. 3 . Nous les nommerons des *plagioclasites*, car le nom d'anorthosite prête à ambiguité puisque ces roches ne contiennent pas d'anorthose mais un feldspath riche en anorthite. Elles sont le gisement des échantillons de feldspaths à reflets chatoyants qu'on trouve dans toutes les collections de minéraux et dont la composition va du labrador à l'anorthite. Elles couvrent de vastes étendues en Amérique, dans la région du Lac supérieur et dans le Minnesota. Certaines plagioclasites sont riches en corindon : la *kyschtymite* de l'Oural contient jusqu'à 59,5 0/0 de corindon avec un peu de spinelle, d'anorthite et de zircon ; on trouve des roches analogues au Canada.

Analyses : A, d'un gabbro à hypersthène de Saint-Quay-Portrieux (Côtes-du-Nord) ; B, d'une plagioclasite de Monhegan Island (Maine, Etats-Unis d'Amérique) :

	A	B
SiO^2	50,9	45,78
Al^2O^3	25,5	30,39
Fe^2O^3	2,6	1,33
FeO	6,7	1,22
CaO	10,5	16,66
MgO	1,3	2,14
K^2O	0,7	0,10
Na^2O	1,7	1,66
H^2O	0,2	0,51
Total	100,1	99,79

La composition virtuelle de la plagioclasite fournit :

Orthose	0,6	Diopside	6,1
Albite	12,1	Olivine	2,5
Anorthite	75,1	Magnétite	1,9
Néphéline	1,1		10,5
	88,9		

ce qui met en évidence la grosse prédominance des éléments blancs sur les éléments colorés.

Dans les gabbros normaux, la proportion des éléments blancs virtuels est en moyenne de 55 à 56 0/0, les éléments colorés étant par conséquent dans la proportion de 45 à 44 0/0. Dans de tels gabbros, la proportion de CaO est relativement forte : en moyenne 9 0/0. Mais il est d'autres gabbros dans lesquels la proportion de CaO est faible : 2 à 3 0/0, et qui montrent alors un renversement des proportions des éléments virtuels blancs et colorés ; les éléments colorés pouvant atteindre 68 0/0 et les éléments blancs ne pas dépasser 32 0/0. Il s'agit naturellement de gabbros riches en hypersthène, élément que le calcul met d'ailleurs fortement en évidence. Quant aux oxydes de fer et de titane, ils ne sont représentés qu'en petite quantité : 4 à 5 0/0 en moyenne.

Transformations minéralogiques dans les gabbros. — Outre leurs constituants essentiels, les gabbros peuvent contenir des minéraux accessoires : le mica biotite y est très fréquent. Les relations de ce mica avec les autres éléments colorés du gabbro sont remarquables. Si le gabbro contient de l'olivine, on voit que les cristaux de biotite en sont appliqués sur les grains. Si le gabbro contient de l'hypersthène, la biotite lui est intimement associée et l'observation micrographique permet de constater qu'elle s'est souvent substituée à l'hypersthène alors que celle-ci était en cours de cristallisation (Pl. II, fig. 2). On voit même dans certains gabbros que le mica biotite s'est substitué à des augites.

S'il y a eu substitution de la biotite à des ortho ou métasilicates, c'est que, dans le magma du gabbro, les éléments mêmes de ces corps ont concouru à la production de la biotite, celle-ci ayant été motivée par l'action d'éléments alcalins sur les éléments de l'olivine, de l'hypersthène et de l'augite. Il est clair que, dans le cas de l'hypersthène et de l'olivine, les éléments alcalins actifs devaient être alumineux et, pour l'olivine au moins, siliceux. Nous savons d'ailleurs que la biotite peut précisément, au point de vue chimique, être comprise comme un composé d'olivine et d'un aluminosilicate potassique. Dans le cas de la transformation d'augite en biotite, il n'est pas nécessaire de prévoir l'action d'éléments autres que les éléments potassiques, mais nous savons que le magma était encore, dans ce cas, chargé des mêmes éléments

que ceux dont il nous faut admettre la présence lors de la transformation d'olivine en biotite car presque toujours, dans les gabbros où se produisent ces transformations, on trouve çà et là un peu d'orthose et de quartz.

Si donc nous considérons comme matériaux essentiels du gabbro des ortho ou métasilicates ferromagnésiens, tels que olivine ou pyroxènes, et des feldspaths, tels que le labrador, nous devons admettre pour expliquer la production dans ce gabbro d'éléments accessoires, tels que le mica biotite, que des alumino-silicates potassiques ont agi, à un certain moment de la cristallisation du magma, sur les éléments essentiels du gabbro.

Si un pyroxène augite vient à se transformer en biotite, il est clair que toute la chaux devra être éliminée. Nous la retrouverons dans la roche, fixée soit sous forme d'apatite (fluophosphate de chaux), soit sous forme de sphène (silicotitanate de chaux) dans le cas où le pyroxène était titanifère, ou bien même sous forme d'anorthite. D'ailleurs, en même temps que le magma en voie de cristallisation enrichissait ses éléments en potasse, il les enrichissait en soude et l'on peut, en certains cas, observer que les feldspaths, ayant commencé à cristalliser sous une forme basique, ont continué à le faire sous une forme acide à partir du moment où la transformation des métasilicates s'est produite : la partie basique des feldspaths est, en effet libre d'apatite tandis que ce minéral existe, abondamment parfois, dans la partie acide.

Les transformations de ces divers silicates nous conduisent donc à imaginer que certains gabbros ont été soumis dans le cours de leur cristallisation à l'action d'éléments susceptibles de fournir, s'ils s'individualisaient isolément, des feldspaths potassiques et sodiques et du quartz. Et précisément il n'est pas rare de trouver ces minéraux mêmes dans les massifs de gabbros, soit que, imprégnant certaines parties de la masse du gabbro ils les aient transformées en roches particulières du type des « *monzonites* », soit que se concentrant dans les fentes du massif, ils y forment des filons de ce qu'on nomme des *pegmatites*.

Ces transformations vont souvent de pair avec la transformation plus ou moins complète du pyroxène alumineux en amphibole : il se produit une hornblende, verte par transparence, qui s'oriente sur le pyroxène de telle manière que le plan g^1 des deux espèces et la direction *mm* coïncident.

Très fréquemment, en même temps qu'un simple enrichissement du magma du gabbro en éléments alumineux et siliceux seulement sodiques, se produit cette transformation du pyroxène en amphibole, aussi voit-on de cette manière des gabbros pyroxéniques passer à des diorites amphiboliques.

LES DIORITES

On peut considérer comme une diorite typique une roche d'aspect mésocrate composée de hornblende d'un noir brillant et de feldspath calcosodique acide d'un blanc vif. A ces éléments essentiels s'ajoutent presque toujours du mica biotite et une très petite quantité de quartz, puis, comme éléments accessoires mais constants, de la magnétite, de l'ilménite, du zircon, du sphène, de l'apatite. La texture est grenue, et l'on distingue généralement à l'œil nu les principaux éléments constituants (Pl. II, fig. 4).

Les gabbros ne contenaient pas, en général, une proportion de silice supérieure à 50 0/0, les diorites, au contraire, dépassent toujours cette proportion et atteignent celle de 60 0/0. La composition chimique de la diorite du Mont Ascutney (Vermont) étudiée par R.-A. Daly est assez typique :

SiO^2	Al^2O^3	Fe^2O^3	FeO	MgO	CaO	Na^2O	K^2O	TiO^2	P^2O^5	H^2O et div.
57,97	17,28	2,23	3,90	2,20	4,33	4,31	4,12	1,54	0,64	1,16

Total : 99,68

Interprétée virtuellement cette analyse fournit :

Quartz	4,9	Diopside	2,5
Orthose	24,5	Hypersthène. . .	6,9
Albite	37,2	Magnétite . . .	3,2
Anorthite. . . .	15,0	Ilménite	2,9
	81,6	Apatite	1,3
			15,5

On voit que les éléments blancs virtuels prédominent largement les éléments colorés. Ils mettent d'ailleurs en évidence une importante proportion d'orthose virtuelle dont il faut rechercher l'origine dans la biotite et le quartz qui figurent parmi les éléments accessoires dont la roche est chargée. D'ailleurs l'orthose et le quartz se trouvent aussi dans les diorites comme éléments réels accessoires. S'ils sont relativement abondants et qu'ils coexistent,

Planche II

Fig. 1. — ***Gabbro*** (Norvège). Plagioclases basiques (labrador) et pyroxène monoclinique.

Gr : 12 diamètres. Nicols croisés.

Fig. 2. — ***Gabbro à hypersthène et biotite*** (St-Quay-Portrieux, Côtes-du-Nord). Grains d'hypersthène partiellement remplacés par la biotite, grains d'augite, cristaux de biotite, magnétite, dans une masse feldspathique.

Gr.: 40 diamètres. Lum. nat.

Fig. 3. — ***Plagioclasite*** (Anorthosite des auteurs anglais) (New-Glascow, Canada) Agglomérat de cristaux de labrador.

Gr.: 15 diamètres. Nicols croisés.

Fig. 4. — ***Diorite*** (Odenwald). Plagioclases et amphibole. Les plagioclases sont partiellement transformés en séricite.

Gr.: 20 diamètres. Nicols croisés.

Fig. 5. — ***Microgabbro à micropegmatite*** (Quarzdiabas des auteurs allemands) (Canada). De grands cristaux de plagioclases sont moulés par l'agglomérat, en texture graphique, de quartz et d'orthose.

Gr.: 30 diamètres. Nicols croisés.

Fig. 6. — ***Microgabbro*** à texture ophitique, dit Ophite (St-Béat, Pyrénées).

Gr.: 30 diamètres. Nicols croisés.

Fig. 1

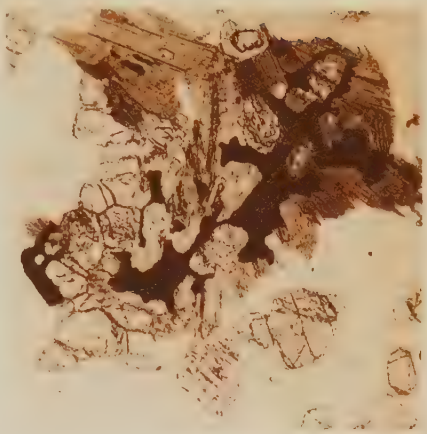


Fig. 2

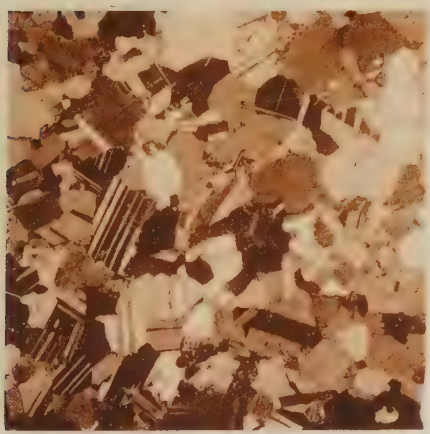


Fig. 3

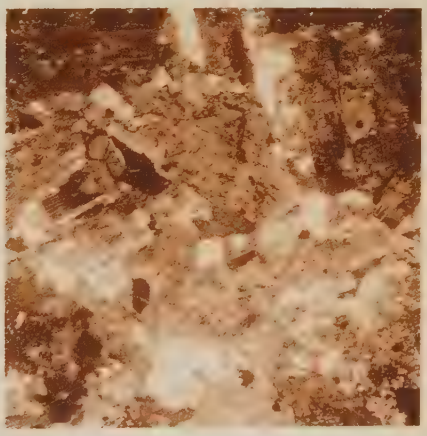


Fig. 4

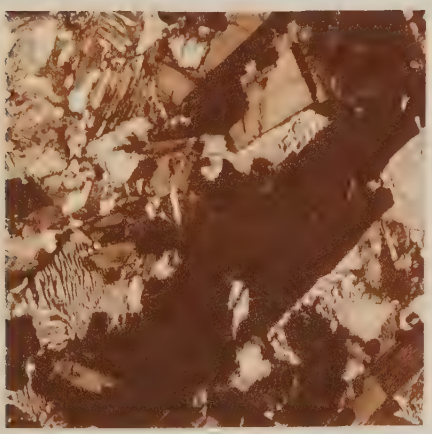


Fig. 5

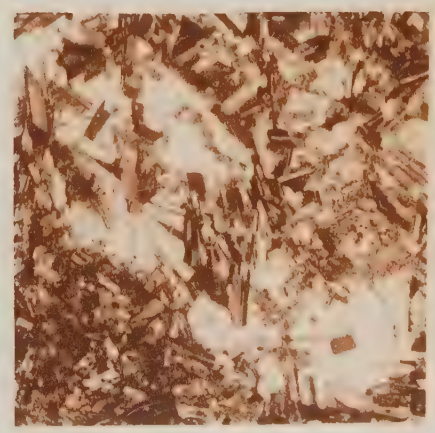


Fig. 6

il y a passage de la diorite aux granites. La présence de l'orthose seule fait passer la diorite aux syénites, et celle du quartz seul aux diorites quartzifères. Les diorites pourront former avec certaines syénites des types hétéromorphes.

DU GISEMENT ET DE L'ORIGINE DES GABBROS ET DIORITES

Nous avons déjà marqué quelles relations de gisement existent entre les gabbros et les péridotites ; nous avons dit que ces dernières sont, dans l'Oural, entourées d'une zone de gabbros. Il est clair que les problèmes que soulèvent les conditions de gisement des gabbros sont, dans ce cas, les mêmes que ceux qui se posaient à propos des péridotites. Mais si nous envisageons l'ensemble du massif formé de péridotites et de gabbros il nous faut, non seulement chercher à expliquer la mise en place de toute la masse éruptive, mais aussi les raisons de la variation de sa composition.

Si nous comparons la composition moyenne des gabbros à celle des péridotites, il nous apparaîtra que les premiers sont plus siliceux, plus alumineux, plus calciques et plus sodiques que les secondes, ce qui se traduit minéralogiquement par la présence de feldspaths calcosodiques dans le gabbro. Si donc nous envisageons le magma dont dérive le gabbro, nous pouvons le considérer comme un magma de péridotite enrichi en éléments alumino-siliceux calciques et alcalins. Il se serait passé dans un magma de péridotite un phénomène analogue à celui dont nous avons constaté les effets dans les gabbros eux-mêmes lorsqu'ils se chargent de mica biotite, d'orthose et même de quartz. Mais un tel phénomène se serait produit avec une localisation définie des parties acides relativement aux parties basiques. Si nous observons l'association de péridotites et de gabbros, nous dirons que le magma primitif à partir duquel se sont formées ces roches s'est *différencié* en deux phases : l'une plus siliceuse, plus alumineuse, plus calcique et plus alcaline localisée en beaucoup de cas sur les bords du massif, l'autre plus magnésienne, qui occupe très fréquemment la partie centrale.

L'on conçoit parfaitement d'ailleurs que ces éléments qui ont voyagé dans le magma et en ont chargé certaines portions aient

pu rester en imprégnation dans toute la masse primitive, dont la consolidation ne fournirait alors qu'un seul type de roche : on ne verrait en gisement que le seul gabbro.

En envisageant les gabbros de cette manière, et par surcroit les diorites qui ne sont que des termes encore plus acides, nous ne préjugeons en rien de l'origine du magma dont ils dérivent ; et de même que pour les péridotites nous avons pu concevoir une dualité d'origine, de même pour les gabbros pourrons nous concevoir qu'ils proviennent soit de magmas directement originaires des profondeurs, soit de magmas issus de la transformation de la masse d'un terrain préexistant.

Cas du gabbro du Pallet. — Une importante étude, faite par A. Lacroix, d'un massif de gabbro situé dans la Loire-Inférieure, au Pallet, entre Nantes et Clisson, vient nous montrer, d'autre part, l'existence de phénomènes auxquels nous n'avons pas encore fait allusion.

Le gabbro du Pallet est un gabbro à olivine, plus ou moins riche en olivine et plus ou moins feldspathique suivant le point, essentiellement constitué de labrador et de diallage, accompagné parfois d'hypersthène et chargé d'une petite quantité d'ilménite et de pyrrhotine (Fe^7S^8). Il a la texture ophitique et sa composition chimique moyenne est la suivante :

SiO^2	Al^2O^3	Fe^2O^3	FeO	MgO	CaO	Na^2O	K^2O	TiO^2	P^2O^5	H^2O
47,5	16,9	0,9	7,0	10,0	11,9	2,8	0,6	1,0	0,1	1,3

Le massif est inclus dans des micaschistes. Or, on constate que le gabbro, à son contact avec les micaschistes, perd sa texture ophitique et prend une texture grenue, et que, de plus, le labrador fait place à l'andésine, l'olivine à l'hypersthène, que le diallage disparait et que çà et là se montrent du quartz, du grenat rouge, du spinelle et de la cordiérite. On voit d'ailleurs à la périphérie du massif des enclaves schisteuses, et l'on constate autour de ces enclaves des transformations du gabbro identiques aux précédentes.

La composition chimique du gabbro varie naturellement en fonction de ces transformations : elle devient plus riche en SiO^2 : 54,24 ; plus pauvre en magnésie et en chaux qui se réduisent aux proportions de 6,24 et 4,66 0/0. La roche ainsi constituée, en laquelle s'est transformé le gabbro, est une diorite.

Les micaschistes auxquels confine le gabbro sont des roches beaucoup plus siliceuses que celui-ci, et c'est pourquoi il est naturel de leur attribuer l'augmentation d'acidité du gabbro à leur voisinage. La matière du micaschiste s'est, dans une certaine zone, mélangée à la matière même du gabbro, et il s'est formé des silicates particuliers tels que la cordiérite. On dit que *le magma du gabbro a digéré les micaschistes ;* les morceaux de micaschistes qu'on trouve à l'état d'enclaves dans le gabbro résultent d'une digestion incomplète. Ces *phénomènes de digestion* ne se sont accomplis ici que sur les bords du massif : nous verrons qu'il sont très généraux et qu'ils prennent parfois une ampleur beaucoup plus considérable. Ils ne nous renseignent pas directement sur l'origine du magma du gabbro, et ne nous apprennent qu'une chose, c'est que le gabbro du Pallet n'a pas pris la place de toute une masse de micaschistes en les digérant, car il aurait alors dans toute sa masse la composition de la diorite à cordiérite que nous observons à ses contacts seulement.

Digestion et différenciation. — Nous avons expliqué le cas des massifs de péridotites entourées d'une zone de gabbro par un phénomène de *différenciation* se produisant au sein d'une masse éruptive. L'explication de la couronne dioritique du gabbro du Pallet par un phénomène de *digestion* des terrains encaissants n'est-elle pas de nature à jeter un doute sur la légitimité de l'idée même de différenciation ? En d'autres termes, la zone de gabbros qui entoure une péridotite ne s'expliquerait-elle pas aussi par la digestion des terrains au sein desquels la péridotite a fait éruption ?

Il y a quelques années, l'explication de phénomènes du même ordre, soit par la *différenciation*, soit par la *digestion*, était le sujet d'ardentes controverses entre les pétrographes. L'on sait aujourd'hui, et l'observation minutieuse du terrain l'a montré, qu'il est d'incontestables cas de digestion par les roches éruptives des terrains qui les encaissent, et qu'il est également d'incontestables cas de différenciation ; mais les idées varient sur le mécanisme de la digestion ou de la différenciation.

Si le massif de gabbro du Pallet a acquis sa couronne de diorite par suite d'un phénomène de digestion, il est d'autres gabbros, tel celui de Saint-Quay-Portrieux, dans les Côtes-du-Nord, qui se sont partiellement transformés en diorite à la suite de l'assimila-

tion par le magma du gabbro d'éléments silico-alcalins dont l'origine est profonde. Quelle que soit d'ailleurs l'origine même des péridotites de l'Oural, nous croyons qu'il faut expliquer de la même manière leur couronne de gabbros, c'est-à-dire par la concentration, en des points d'élection, d'éléments silico-alumineux alcalins qui en imprégnaient primitivement la masse, et c'est là un véritable phénomène de différenciation.

C'est encore ainsi qu'il faut expliquer les masses parfois énormes de plagioclasites, presque toujours accompagnées de gabbros typiques, et qu'on peut concevoir comme résultant de la différenciation d'un magma qui, à l'origine, avait en moyenne la composition d'un pyroxène et qui fut scindé en une partie riche d'anorthite et en une partie riche d'olivine sous l'influence de matériaux silico-alumineux alcalins qui, se déplaçant dans le magma et agissant eux-mêmes chimiquement sur chaque partie, en firent la plagioclasite d'une part, le gabbro plus chargé de métasilicates d'une autre.

Importance relative des gabbros et des diorites. — Si l'on trouve des massifs de gabbros qui, sur leurs bords ou en certains points de leur masse, se transforment en des diorites, on remarque qu'en général les diorites n'ont pas, dans ce cas, un développement égal à celui des gabbros. Elles se présentent dans le gabbro d'une manière analogue à ce que A. Lacroix nomme un *faciès de variation*.

Les véritables massifs de diorite se rencontrent indépendamment des véritables massifs de gabbro, mais on trouve également dans leur masse des faciès de variation de types gabbro. Nous entendons d'ailleurs ici les roches qu'on n'hésitera pas à nommer ou gabbro, ou diorite ; mais il est bien évident qu'une masse homogène constituée par un type intermédiaire, tant au point de vue minéralogique qu'au point de vue chimique peut se rencontrer.

Quelques types de gabbros et diorites. — Outre le gabbro du Pallet, dont nous avons indiqué les caractéristiques d'après A. Lacroix, citons le gabbro de Saint-Quay-Portrieux, que nous avons déjà signalé, et qu'on trouve au sein d'un grand ensemble de *terrains métamorphiques* qui bordent les deux côtés de la baie de Saint-Brieuc.

Les gabbros des Alpes franco piémontaises, dont une partie constitue les *euphotides* d'Haüy, font partie du complexe des roches vertes de la *série des schistes lustrés*. Ces gabbros à larges éléments sont des roches issues de magmas d'origine profonde et paraissent liés génétiquement aux roches volcaniques interstratifiées dans les sédiments de cette série.

Quant aux diorites, nous n'en saurions citer en France que quelques petits massifs indépendants de toute autre roche éruptive, sur la bordure Sud-Ouest du Massif central, au milieu des terrains cristallophylliens. Beaucoup de diorites sont subordonnées aux

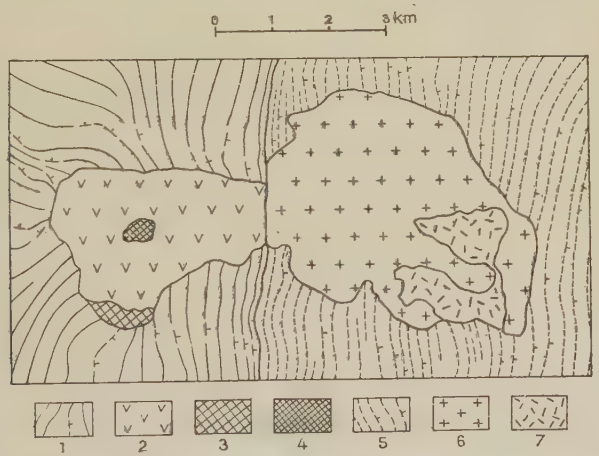


Fig. 62. — Massif du Mont Ascutney (Vermont, U. S.).
1. Gneiss chargés de minces lits calcaires ; 2. Diorite ; 3. Nordmarkite porphyrique ; 4. Pulaskite ; 5. Schistes phylliteux chargés de calcaires en lits épais ; 6. Nordmarkite ; 7. Granite à biotite.
D'après R.-A. Daly, *Bull. 209, U. S. G. S. (1903) et Igneous rocks and their origin (Londres, 1914)*.

roches de la famille des granites, et elles passent à ces roches : tel est le cas des massifs dioritiques liés aux granites du Champ-du-Feu dans les Vosges.

La diorite du Mont Ascutney, dans le Vermont, décrite par Daly, forme un massif (fig. 62) qui s'étend sur près de 4 kilomètres dans un sens et sur une moyenne de 2 kilomètres dans l'autre sens. Cette diorite est située parmi des gneiss chargées d'épaisses amandes de calcaires. Elle confine à un autre massif éruptif constitué par une syénite alcaline, située au milieu de schistes phylliteux chargés de minces lits calcaires. La vue des cartes de Daly

montre avec la plus grande netteté que la diorite et la syénite recoupent la direction de stratification des terrains dans lesquels elles se trouvent. Il est tout à fait évident que la variation de constitution de la masse éruptive totale est due à la différence de composition du complexe des gneiss et du complexe des schistes phylliteux. La diorite et la syénite *tiennent la place* du gneiss et de schistes phylliteux : elles résultent de l'action sur ces roches d'éléments qui les ont *digérées*.

LES OXYDES MÉTALLIQUES ET LES SULFURES UNIS AUX ROCHES DE LA FAMILLE DES GABBROS ET DIORITES

Dans l'étude que nous avons faite des roches de la famille des péridodites, nous avons montré que se trouvaient, parmi les types de massifs, des métaux natifs tels que platine et fer, toujours d'ailleurs en très petites quantités. Dans la *koswite* nous avons vu une roche riche en fer oxydulé ; et nous aurions pu citer le cas du massif de la montagne du Taberg, en Norvège, dont le centre est constitué par une péridotite riche en magnétite titanifère (*titanomagnétite*), chargée çà et là de plagioclases basiques, et qui passe sur ses bords à un gabbro à hypersthène pauvre en magnétite.

Dans les roches de la famille des gabbros nous ne rencontrerons que dans un seul cas le fer à l'état natif : ce métal est situé dans une roche volcanique du type des basaltes. Il y forme de gros blocs que l'explorateur Nordenskjœld découvrit jadis à Ovifak, en Groënland. Ce fer contient des proportions variables de nickel, de 0,3 à 6,5 0/0, accompagné d'un peu de cobalt ; il contient en outre généralement 1 0/0 de carbone.

Dans les roches de massifs de la famille, nous verrons parfois, comme dans la koswite, d'importantes ségrégations d'oxyde de fer, unis ou non au titane. C'est le cas des gîtes de fer de Routivara, en Suède. Il y a dans cette région un grand massif de gabbro à hypersthène et olivine dans lequel se sont faites des ségrégations de fer titané. Le minerai même est formé d'une roche que Peterson a nommée *Spinellite à titanomagnétite*. Elle est essentiellement constituée par de la titanomagnétite, de l'ilménite, un spinelle vert ferrifère et magnésien de la variété qu'on nomme pléonaste, d'olivine et d'hypersthène. Les amas de minerai qui occupent la

partie médiane du massif contiennent 47,6 0/0 de fer. La spinellite a d'ailleurs la composition chimique suivante :

SiO^2	4,08
Al^2O^3	6,40
Fe^2O^3	33,43
FeO	34,58
MgO	3,89
CaO	0,65
Na^2O	0,29
K^2O	0,15
H^2O	1,32
TiO^2	14,25
P^2O^5	0,02
Cr^2O^3	0,20
MnO	0,45

CONSTITUTION VIRTUELLE

Orthose	1,1
Albite	2,6
Anorthite	3,1
Hypersthène	4,6
Magnétite	48,5
Ilménite	26,8

La concentration du minerai principalement dans les parties centrales de la roche éruptive est due sans aucun doute à un phénomène de différenciation dont le mécanisme peut être ici comparé à celui de la scorification.

Dans d'autres roches d'ailleurs, la séparation du minerai n'est pas poussée si loin. Tel est le cas de certaines *norites à ilménite* de Norvège (Soggendal ; décrites par C. F. Kolderup) qui contiennent approximativement comme éléments réels : 37,5 d'ilménite, 40,1 d'hypersthène, 11 d'anorthite et 8,7 d'albite ; et dont l'analyse chimique donne 31,59 de SiO^2, 18,49 de TiO^2, 24,52 de Fe^2O^3 et 2,36 de FeO.

On trouve aussi des sulfures métalliques intimement associés aux roches de la famille des gabbros et diorites.

C'est le cas du célèbre gîte de Sudbury situé en Amérique dans la région des Grands Lacs, dans le district de Ontario. Une masse éruptive s'y trouve, formée d'une part de norite et d'autre part d'une fine pegmatite (quartz et feldspath alcalin) réparties de telle manière que la norite occupe la base et la pegmatite le sommet du gisement ; l'ensemble étant d'ailleurs plissé et affectant l'allure d'une cuvette synclinale. La norite essentiellement constituée par labrador, hypersthène, enstatite avec un peu de diallage et d'olivine contient le sulfure de fer nommé pyrrhotine, lui-même nickélifère. Il est parfois associé à une pyrite cuivreuse (chalcopyrite) et à la pyrite jaune (FeS^2). On trouve en outre dans les gîtes de Sudbury un peu de platine et d'iridium à l'état d'arséniures. Les pyrrhotines contiennent de 2 à 5 0/0 de nickel et de 0,05 à 0,1 0/0 de cobalt,

Des pyrrhotines nickélifères se trouvent aussi dans les norites en Scandinavie : elles imprègnent généralement la masse de norite à sa périphérie et pénètrent à une petite distance dans les gneiss et les schistes cristallins du contact.

En haute Italie on retrouve aussi des pyrrhotines nickélifères dans les roches vertes du cortège des gabbros. C'est en particulier le cas de la région d'Ivrée en Piémont où les pyrrhotines imprègnent des norites vers les contacts de ces roches avec les terrains encaissants.

Les *roches vertes* d'ailleurs sont en beaucoup de points du globe chargées de pyrite ou de chalcopyrite. Ces minéraux sont parfois disséminés dans des gabbros ; d'autres fois ils constituent des amas qui forment ce qu'on nomme des gîtes de départ : tel est le cas du Monte Catini, en Toscane. On admet que les sulfures métalliques liquides incorporés au magma éruptif s'en séparent au moment de la solidification de celui-ci. Cette séparation s'appelle le départ ; elle est en quelque sorte le résultat d'un phénomène de différenciation.

ROCHES DE FILONS ET DE PETITS MASSIFS

Des filons de faible puissance formés des éléments constitutifs essentiels des gabbros, mais avec la texture intersertale, se rencontrent souvent au travers des massifs éruptifs. Le grain de la roche est fin, et parfois on ne peut à l'œil nu en différencier les éléments. On donne à de telles roches le nom de *microgabbros*.

C'est à la catégorie des microgabbros qu'on doit rapporter une roche abondamment répandue dans les Pyrénées et qui a reçu le nom d'*ophite* (Pl. II, fig. 6). C'est la roche même qui a motivé le nom de texture ophitique ; elle est de grain assez gros pour que les éléments en puissent être discernés à l'œil nu. En général les ophites des Pyrénées paraissent liées aux terrains du Trias et du Lias de cette région : elles les ont très fréquemment métamorphisées. On peut les considérer comme formant dans ces terrains de petits massifs, mais elles posent des problèmes du même ordre que ceux qui ont été posés à propos des lherzolites.

L'ophite est le plus souvent fort altérée. On peut toutefois

admettre que la composition chimique suivante est voisine de celle de la roche fraîche. L'échantillon analysé est une ophite à olivine (col de Lurdé, Basses-Pyrénées), d'où sa relative richesse en magnésie par rapport à sa teneur en chaux :

SiO^2	Al^2O^3	Fe^2O^3	FeO	MgO	CaO	Na^2O	K^2O	TiO^2	P^2O^5	H^2O	Total
48,54	9,53	3,83	7,84	13,71	11,90	1,28	0,70	1,00	0,13	1,55	100,01

On trouve souvent sous forme de filons couches des microgabbros à texture intersertale assez largement cristallisés et des microgabbros à texture finement grenue. Ces roches ont été dans bien des cas désignées sous le nom de *diabases*, mais ce terme employé dans diverses acceptions prête à ambiguïté et il vaut mieux ne plus l'utiliser. Les microgabbros de type diabasique sont d'ailleurs presque toujours altérés ; ils sont un des termes de la catégorie des « *roches vertes* ».

Au contact des microgabbros de type diabasique on observe parfois des actions métamorphiques intéressantes : Hubert a signalé qu'au contact des « diabases » à olivine, dans le Fouta Djalon, des calcaires sont transformés en *cornéennes* à quartz, orthose, wernérites, muscovite, diopside, parfois avec développement de sphène, d'épidote, de hornblende et de plagioclases ; les sédiments argileux sont durcis et chargés de cordiérite ; quant à la diabase elle prend à ses contact un grain plus fin et passe parfois à un type microlitique plus ou moins vitreux ; de la biotite s'y développe brusquement à proximité du contact, et les cristaux d'olivine sont transformés sur leur pourtour en magnétite et en biotite.

Certains microgabbros à texture intersertale contiennent, dans les intervalles des feldspaths, outre de l'hypersthène et de l'augite, des assemblages réguliers de microcline et de quartz en forme de pegmatite que, vue leur fine texture, on désigne sous le nom de *micropegmatite* ; de la biotite, du sphène et de l'apatite accompagnent les éléments principaux (Pl. II, fig. 5). Ces microgabbros sont dits « à quartz » ou « à micropegmatite ». Les auteurs allemands les désignent souvent sous le nom de *diabases à quartz*, *quarzdiabas*. On voit d'ailleurs parfois dans certains microgabbros des cristaux de quartz qui chargent régulièrement la roche ; le plus souvent alors ils sont entourés d'une croûte formée de menus cristaux d'amphibole.

Les roches filoniennes de la catégorie des diorites, dont la tex-

ture est généralement grenue, seront appelées des *microdiorites*. Beaucoup d'entre elles sont porphyriques, et montrent des phénocristaux de plagioclasss et des phénocristaux de hornblende. Il est rare que de telles roches ne contiennent pas de quartz libre dans leur pâte et n'accusent à l'analyse une proportion de silice plus élevée que celle qui caractérise la moyenne des diorites ; elles doivent être alors classées dans la famille des *diorites quartzifères* que nous étudierons plus loin.

Ces microdiorites à deux temps de consolidation appartiennent à la catégorie des roches qu'on appelait autrefois des *porphyrites*.

D'autres roches, filoniennes encore, de la famille des gabbros et diorites sont parfois abondamment chargées de mica noir : elles constituent ce qu'on nomme les *kersantites*. On les range souvent dans une classe spéciale qui réunit toutes roches riches en éléments ferromagnésiens du type de l'amphibole ou du mica noir et qui à cause de l'éclat du clivage de ces minéraux est dite la *classe des lamprophyres* (λαμπρος, éclatant). Sous le nom de *kersanton* on désigne une kersantite quartzique. On trouve en Bretagne et dans les Vosges une grande quantité de ces filons.

ROCHES VOLCANIQUES

On les trouve en coulées, en grandes nappes, en produits de projections dont l'accumulation des fins débris forme des cinérites, en filons (dykes) traversant l'appareil volcanique ou se coïnçant dans sa masse, ou même en intrusions dans les terrains non volcaniques, au voisinage du volcan, formant des sills. De leurs termes acides sont constituées les intumescences qui bouchent le cratère de certains volcans, formant ce qu'on nomme des dômes.

Elles sont vitreuses ou cristallines, le plus souvent alors microlitiques, mais parfois grenues.

On désigne souvent celles de ces roches qui sont au point de vue minéralogique l'équivalent des gabbros sous le nom de *labradorites*, parce que les caractérise un feldspath basique tel que le labrador ; et l'on appelle *andésites* celles de ces roches qui correspondent aux diorites, non point parce que l'andésine est leur feldspath (on eut dit *andésinite*) mais bien parce qu'elles sont abon-

dantes dans la chaîne des Andes. Comme il est toujours difficile, et le plus souvent même impossible sans le secours du microscope et d'une plaque mince de déterminer le feldspath caractéristique de ces roches, il vaut mieux les désigner toutes sous le nom d'*andésites*, remarquant avec P. Termier que généralement les plus basiques sont noires et les plus acides grises, et distinguant ainsi les *andésites noires*, basiques, et les *andésites grises*, acides. Si la roche est en outre caractérisée par des phénocristaux d'olivine, abandonnant pour la désigner le terme d'andésite, on se servira du terme de *basalte* (Pl. III, fig. 3 et 4).

Il y a de nombreuses variétés d'andésites et de basaltes. On peut distinguer les *basaltes labradoriques*, à microlites de labrador, les *basaltes andésiniques*, à microlites d'andésine. Le nom de *basalte doléritique* est parfois donné à des roches très cristallines à feldspaths largement développés et de texture intersertale.

La plupart des andésites sont constituées par des phénocristaux qui nagent dans une pâte (Pl. III, fig. 1). Si cette pâte est microlitique et que l'augite en soit un des éléments constituants on dit de l'andésite qu'elle est *augitique* ; si l'olivine est à l'état de menus cristaux dans la pâte on dit de l'andésite qu'elle est *péridotique* ; on dira qu'elle est *micacée* s'il en est de même du mica biotite. On marque que l'andésite contient en outre des phénocristaux de hornblende, d'augite, d'hypersthène, de mica en disant qu'elle est *à hornblende, à augite, à hypersthène, à mica*. On dira par exemple : *andésite augitique à hornblende*.

Les basaltes sont augitiques. Il y a des basaltes à hypersthène. D'une manière générale les andésites noires sont augitiques ; elles sont souvent péridotiques. Les andésites grises sont ou ne sont pas augitiques ; leurs microlites de feldspath qui ne dépassent pas en général la basicité de l'andésine ont souvent l'acidité de l'oligoclase. Il peut d'ailleurs y avoir coexistence de divers types de feldspaths en microlites et l'on peut trouver ensemble des microlites acides et des microlites basiques.

De petits cristaux de fer oxydulé chargent toujours la pâte des basaltes et des andésites ; l'apatite en est un élément des plus fréquents ; la tridymite se produit dans les parties vitreuses de certaines andésites.

Les phénocristaux marquent un premier stade de consolidation du magma qui a produit la roche primitive et les microlites, qui forment la pâte, un second stade : Fouqué a fait cette remarque

Planche III

Fig. 1. — ***Andésite*** (Santorin). Dans une pâte vitreuse, phénocristaux et microlites de plagioclases.

Gr.: 30 diamètres. Nicols croisés.

Fig. 2. — ***Andésite*** ancienne (Schwarzbach, vallée de la Bruche, Vosges d'Alsace). Cristaux de plagioclases associés à des aiguilles d'amphibole secondaire.

Gr : 55 diamètres. Nicols croisés.

Fig. 3. — ***Basalte***, dit demi-deuil (La Banne d'Ordanche, près le Mont-Dore). Gros cristal d'augite, phénocristaux de labrador.

Gr.: 10 diamètres. Nicols croisés.

Fig. 4. — ***Basalte*** (Siebengebirge). Cristaux d'olivine, de pyroxène et de labrador.

Gr.: 20 diamètres. Nicols croisés.

Fig. 1

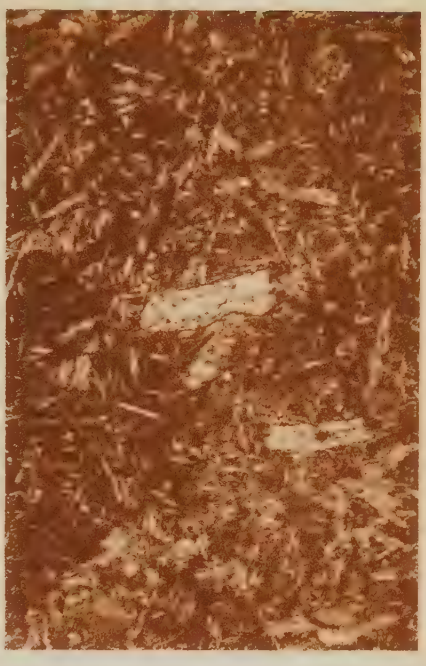


Fig. 2

Fig. 3

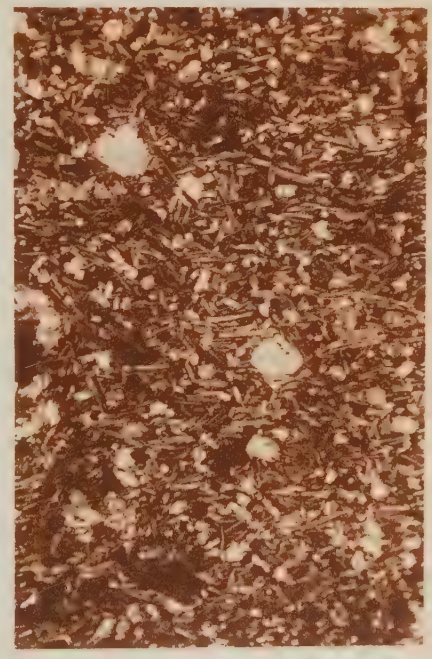


Fig. 4

que les feldspaths du deuxième stade étaient généralement plus acides que ceux du premier.

Ces roches sont compactes ou scoriacées. Leur aspect varie d'autre part avec leur âge. Les roches anciennes scoriacées sont devenues compactes parce que les soufflures qu'elles contenaient ont été remplies par des minéraux secondaires formés par suite de l'altération des minéraux constitutifs de la roche à l'origine. Certains types sont holocristallins : il y a des basaltes qui se distinguent à peine des microgabbros à texture intersertale. On trouve d'ailleurs dans la masse de certains appareils volcaniques (Cantal, La Réunion, Kilauea aux îles Hawaii) des roches intrusives grenues telles que des gabbros à olivine, dunites, wehrlites, dont l'origine n'est pas différente de celle des produits volcaniques qui ont vu le jour dans le même lieu.

Il y a des basaltes qui sont presque entièrement vitreux. Tels sont les *hyalobasaltes* du volcan actif de La Réunion, décrits par A. Lacroix, et qui contiennent des phénocristaux d'olivine dans un verre noir, compact ou bulleux, dans lequel on ne voit que très peu de microlite d'augite et de labrador. Il est intéressant de remarquer que dans ces verres basaltiques la magnétite, élément très abondant des basaltes les plus communs, n'apparaît pas : on ne la voit se produire que dans un état relativement avancé de la cristallisation quand l'augite s'individualise largement. On nomme aussi *tachylites* les basaltes vitreux. Certains basaltes vitreux acides chargés de biotite ont reçu le nom de *vérite*.

Certaines variétés d'andésites sont constituées par un verre, parfois chargé d'augite, dans lequel nagent des sphérolites feldspathiques acides : tel est le cas des *variolites* qu'on trouve en galets dans la Durance.

Certaines particularités minéralogiques de ces roches sont dignes d'être signalées. Dans les roches récentes, les phénocristaux de feldsphath ont un aspect vitreux caractéristique. La hornblende qu'elles contiennent est une hornblende brune à très petit angle d'extinction. Si la roche contient des phénocristaux de hornblende et de mica noir, les uns et les autres ont été souvent chimiquement corrodés : ils forment des noyaux arrondis entourés d'une croûte de fer magnétique. C'est là un fait intéressant car il montre que ces cristaux n'ont pas été produits dans les conditions mêmes qui ont présidé à la cristallisation du magma quand celui-ci s'est épanché ; aussi distingue-t-on souvent une phase de consolidation

intratellurique et une phase extratellurique. On observe que certaines coulées andésitiques ont perdu leur hornblende loin de la bouche de sortie du volcan et qu'elle est remplacée par de l'augite : en se rapprochant de l'origine de la coulée on voit augmenter la proportion de hornblende intacte. H. A. Brouwer a mis en évidence que la cristallisation de la lave des dômes des volcans andésitiques acides de l'archipel malais comportait la stabilité de l'amphibole. Quand, après la destruction du dôme lors des éruptions paroxysmales, les débris en sont enclavés dans la lave qui s'échappe en coulée du volcan on assiste à la résorption de l'amphibole. Cette dernière se transforme soit en magnétite seule, soit en magnétite, pyroxène et plagioclase.

Les termes les plus basiques des andésites noires contiennent parfois des ségrégations de magnétite et de fer titané. Rappelons que c'est d'un basalte que provient le fer natif d'Ovifack en Groënland. Dans les basaltes encore se sont produites des ségrégations grenues de péridot et de pyroxène qui furent consolidées avant l'émission de la lave et qui souvent forment le noyau des bombes rejetées par le volcan.

Certains basaltes contiennent des cristaux de quartz régulièrement distribués dans leur masse ; tels sont les basaltes de la pointe Burgos à La Martinique, décrits par A. Lacroix. D'ailleurs il est des andésites noires, holocristallines, faites de labrador et d'augite accompagnée parfois d'un peu de péridot, qui révèlent au calcul de leur composition virtuelle du quartz dans des proportions qui atteignent 10 0/0, sans que la proportion totale de silice de la roche dépasse sensiblement 50 0/0. Ce quartz *occulte*, ainsi que le qualifie A. Lacroix, provient sans doute de l'imprégnation par un excès de silice des éléments essentiels de la roche : des conditions spéciales de cristallisation peuvent permettre à cette silice de se rassembler et de former, lorsqu'elle cristallise avant tout autre élément, des phénocristaux de quartz.

Les andésites acides contiennent parfois des enclaves faites d'un agrégat de phénocristaux de plagioclases associés aux éléments ferromagnésiens caractéristiques de la roche. On a très justement comparé ces agrégats à des glaçons qui se seraient formés dans le magma en voie de cristallisation. Entre les différents cristaux se sont développés de la tridymite et des micropegmatites de quartz et d'oligoclase. A Lacroix désigne les enclaves de ce faciès sous le nom de *microtinites*, rappelant ainsi le nom de

microtine donné par Tschermak aux feldspaths calcosodiques d'aspect vitreux.

Les roches de la famille des andésites noires ou grises ont des aspects si variés qu'on a cru devoir leur donner jadis un grand nombre de noms pour en différencier les types. Les *mélaphyres* sont d'anciens basaltes noirs compacts. On nommait autrefois *basalte demi-deuil* (Pl. III, fig. 3) une roche présentant des feldspaths blancs et de l'augite noire comme éléments du premier stade de cristallisation, *porphyre vert antique* une andésite à phénocristaux de labradors verdâtres dans une pâte compacte d'un vert foncé, *porphyre rouge antique* une andésite acide à petits cristaux de feldspaths dans une pâte compacte rouge. Enfin un grand nombre des *diabases* doit être rapporté à des andésites tant grenues que microlitiques (Pl. III, fig. 2).

Les andésites noires ou grises et les basaltes sont extrêmement répandus. Beaucoup de volcans actuels sont andésitiques ; tel est l'Etna dont les laves, très basiques, pourraient être appelées labradorites ; telles furent les éruptions de Santorin dans l'archipel grec, dont le volcan, après avoir fourni à la fin du Pliocène des émissions sous-marines relativement acides, émit ensuite des andésites basiques. Les volcans actifs de l'archipel malais rejettent des produits andésitiques acides.

Il y eut au Tertiaire et au Quaternaire, dans le Massif central français, des éruptions importantes de nature andésitique : andésites augitiques à pyroxène et hornblende du massif du Mont-Dore, cinérites andésitiques de l'ancien massif du Cantal, au Pliocène ; andésites acides et basiques de la chaîne des Puys, au Quaternaire. Que ne dirions-nous pas d'ailleurs de l'importance des éruptions basaltiques dont les coulées ou les nappes s'étendent parfois sur d'immenses étendues comme en Auvergne, et dont l'accumulation forme des appareils volcaniques d'une importance considérable comme aux îles Hawaii.

Malgré que des andésites grises aux andésites noires et aux basaltes il y ait *passage*, ces diverses roches n'ont pas nécessairement donné des produits volcaniques de même aspect. Les basaltes et les andésites noires proviennent de la consolidation de magmas qui ont coulé facilement : ils se sont fréquemment épandus en nappes. Les andésites grises acides sont issues de

magmas moins fluides qui donneront moins fréquemment des coulées continues que dans le cas des andésites noires et des basaltes. Si l'acidité du magma andésitique devient particulièrement forte les coulées continues disparaîtront même complètement et la lave, se fragmentant, dès son arrivée à l'air libre formera des blocs indépendants qui s'accumuleront sur les flancs du volcan.

La structure des produits volcaniques dépend naturellement des conditions physiques dans lesquelles s'est trouvé le magma au moment de l'éruption et non uniquement de la nature chimique de celui-ci, aussi ne peut-on nécessairement prévoir *a priori*

Fig. 63. — Bombe basique basaltique, tordue en hélice.

Fig. 64. — Bombe acide andésitique, en *croûte de pain*.

quel peut être l'aspect d'un produit volcanique de nature donnée. Néanmoins la structure habituelle des bombes andésitiques basiques d'une part, andésitiques acides d'une autre, marque bien la différence essentielle qui existe entre les deux types éruptifs andésitiques basiques et acides. C'est ainsi que les bombes basiques, en particulier les bombes basaltiques des volcans d'Auvergne, animées d'un mouvement giratoire lors de leur expulsion se sont comportées comme une masse plastique enregistrant les mouvements auxquels elles étaient soumises et sont, de ce fait, fréquemment tordues en hélice (fig. 63). Il n'en est pas de même des bombes andésitiques acides qui sont formées d'une masse anguleuse compacte mais craquelée à la surface, caverneuse au centre, réalisant ainsi la structure typique dite *en croûte de pain* (fig. 64). Pendant

le temps de l'éjection de la bombe basaltique les gaz inclus dans la lave ont pu s'échapper en même temps que la masse se consolidait, tandis que la bombe andésitique acide, dès son éjection, s'est consolidée en surface, les gaz restant inclus dans la partie centrale devant pour s'échapper fissurer la croûte solide.

Composition chimique de quelques types.

A. Hyalobasalte du Piton de la Fournaise (La Réunion). C'est une composition normale de basalte.
B. Andésite péridotique et augitique de l'éruption de l'Etna en 1908.
C. Andésite du Cotopaxi. Eruption de 1885.

	A	B	C
SiO^2	48,22	49,95	56,89
Al^2O^3	14,74	18,53	19,72
Fe^2O^3	2,24	2,48	4,06
FeO	9,38	6,35	3,65
MgO	7,01	3,29	1,91
CaO	12,26	9,65	5,87
Na^2O	2,23	5,12	5,14
K^2O	0,89	1,72	1,96
TiO^2	2,72	2,54	traces
P^2O^5	0,36	0,03	traces
H^2O	0,06	0,17	0,62
Total	100,14	99,83	99,82

DE LA NATURE DES ALTÉRATIONS DES ROCHES DE LA FAMILLE DES GABBROS ET DIORITES

On peut dire d'une manière générale que ces roches verdissent en s'altérant, et voici comment. Les pyroxènes alumineux se transforment en amphibole verte par suite d'un phénomène auquel on a souvent donné le nom d'*ouralitisation* ; les pyroxènes non alumineux et le péridot se transforment soit en serpentine, soit en amphibole ; les biotites se chloritisent ; quant aux feldspaths, dans les types basiques ils se scindent d'une part en albite et d'autre part en aluminosilicates calciques tels que l'épidote et la zoïsite, minéraux toujours un peu ferrifères. Il y a hydratation de la roche.

Abstraction faite de l'eau, la composition de la roche altérée

peut être identique à celle de la roche fraîche ou très différente de celle-ci. Les gabbros altérés des Alpes et certaine roche de Corse nommée *Verde di Corsica* ont fréquemment même composition qu'un gabbro labradorique intact. On donne souvent à ces gabbros altérés le nom de *gabbros saussuritisés,* parce que jadis on croyait devoir rapporter à une espèce minérale particulière « la saussurite », les produits qui avaient pris la place des feldspaths.

Il est bien évident que la composition de la roche altérée sera semblable à celle de la roche fraîche lorsque, à l'hydratation près, il y aura seulement réarrangement des éléments constitutifs de la roche. Mais si certains de ces éléments sont éliminés et remplacés par d'autres, la composition ne sera plus la même. C'est ce qui arrivera si l'albite du feldspath calcosodique ne recristallise pas sur place : la roche perdra dans ce cas ses alcalis. On désigne parfois sous le nom de *métasomatose* un tel phénomène d'élimination.

Il peut arriver, et c'est le cas pour certains gabbros et pour certaines diorites, que le feldspath calcosodique s'altère en se chargeant d'une grande quantité de petites paillettes de mica blanc. La roche, en ce cas, perd de la soude et de la chaux mais s'enrichit en potasse. Elle verdit encore, car ce mica blanc, de la variété à laquelle on donne le nom de séricite, contient des traces de fer.

Ces modes d'altération qui transforment les roches de la famille des gabbros et diorites en *roches vertes* ne se sont produits qu'en profondeur. Ce ne sont pas des phénomènes d'altération superficielle.

Il n'en est pas ainsi de la *rubéfaction* qui atteint fréquemment les laves andésitiques basiques ou acides. Telle andésite grise deviendra rouge ou rose. Aux dépens des minéraux constituants de ces laves il pourra se former aussi des silicates hydratés calciques ou alcalins de la classe des Zéolites, qui viendront remplir les soufflures (produites autrefois par les gaz) ou les autres cavités de la roche. Du carbonate de chaux pourra aussi se former à cette place : ainsi prirent naissance les roches qu'on a nommées « *diabases à noyaux* » (Mandeldiabas des auteurs allemands).

III. — LA FAMILLE DES DIORITES QUARTZIFÈRES

Nous avons vu que le quartz était un élément accessoire fréquent dans les roches de la famille des gabbros et diorites soit qu'il chargeât ces roches de cristaux visibles à l'œil nu ou au microscope, soit qu'il y fût répandu dans la masse à l'état d'élément occulte. Toutefois les quantités de silice qui résultaient de sa présence n'en modifiaient pas d'une manière importante le pourcentage général, et ces roches à quartz se classaient bien au point de vue chimique dans la famille qui vient d'être étudiée.

Il n'en est pas ainsi des *diorites quartzifères* proprement dites dans lesquelles les proportions de silice sont en général de 63 0/0 et atteignent même à 70. Le quartz apparaît alors comme un élément essentiel, et la roche est minéralogiquement définie par l'alliance d'un feldspath calcosodique au quartz et à un élément ferromagnésien. Cet élément ferromagnésien est pyroxène, amphibole ou mica biotite ; et souvent les trois coexistent. Quant au feldspath, il est généralement acide et va de l'andésine à l'oligoclase, et c'est pourquoi on désigne les roches de cette famille sous le nom de *diorites* quartzifères.

ROCHES DE MASSIFS ET DE FILONS

Il existe de grands massifs de diorites quartzifères, et ces grands massifs sont de deux types : ou bien ils sont nettement le résultat de la transformation de terrains préexistants dont la roche tient la place, ou bien ils constituent d'énormes masses laccolitiques.

La diorite quartzifère des Alpes d'Adamello connue généralement sous le nom de *tonalite* appartient au premier type. C'est une roche grenue, d'apparence nettement granitoïde, d'aspect leucocrate (Pl. IV, fig. 1). Elle est riche en mica noir. On y voit aussi çà et là un peu d'orthose qui moule les feldspaths calcosodiques et les

éléments ferromagnésiens. Le quartz est le dernier élément cristallisé. En certaines places le feldspath potassique se montre d'une façon si constante qu'on peut le considérer comme un élément essentiel de la roche, qui devient ainsi ce qu'on nomme une *monzonite quartzifère*, caractérisée par une teneur à peu près égale en feldspaths alcalins et en feldspaths calcosodiques. D'ailleurs le passage des *diorites quartzifères* aux *monzonites quartzifères* est si fréquent qu'on pourrait, à l'exemple des pétrographes américains, réunir les types de ces roches en une seule famille et les désigner ensemble sous le nom de *granodiorites*.

On peut considérer comme type de la composition chimique d'une tonalite l'analyse suivante :

SiO^2	TiO^2	Al^2O^3	Fe^2O^3	FeO	MgO	CaO	Na^2O	K^2O	H^2O	P^2O^5
66,57	0,54	14,57	2,36	4,13	1,72	3,27	3,22	2,22	0,93	0,47

Des compositions chimiques oscillant autour de celle-ci donnent en moyenne les éléments blancs virtuels :

Quartz.	20 à 26
Orthose	10 à 18
Albite	30 à 40
Anorthite	14 à 20

Mais il est des termes de passage aux diorites ordinaires, et dans certains types les proportions de quartz virtuel données par l'analyse ne dépassent guère 10 0/0.

La tonalite de l'Adamello est en contact avec des schistes et des quartzites. Dans les schistes, de l'andalousite et de la sillimanite ont cristallisé. Les travaux des géologues suisses ont montré que la mise en place de cette roche date du Miocène supérieur : elle se serait faite postérieurement à la formation des grandes nappes alpines, antérieurement au dépôt de la Nagelflue.

L'autre forme de massif de diorites quartzifères est, avons-nous dit, constituée par d'énormes laccolites. Avec ce mode de gisement ces roches forment au Colorado les classiques Henry Mountains et Elk Mountains. L'injection du magma s'est produite jusqu'au sein des terrains mésozoïques. Aux Elk Mountains, en particulier, la masse éruptive repose sur le Crétacé, et c'est aussi des strates crétacées qui en forment le toit. Au Montana le Mont Barker est formé d'un laccolite qui repose sur le Précambrien et supporte le Cambrien (fig. 65).

Mais s'il s'agit ici de grands massifs de roches de la famille des diorites quartzifères il ne s'agit en aucune façon de roches du type de la tonalite. Dans ces grands laccolites la roche est porphyrique, aussi se rapproche-t-elle, considérée du point de vue minéralogique, des roches de filons. D'ailleurs il n'est pas prouvé que ces énormes masses laccolitiques soient toutes d'une seule venue, et certaines d'entre elles peuvent être certainement envisagées comme le résultat de la superposition d'un grand nombre d'intrusions successives.

Nous prendrons en France, dans l'Esterel, le type de ces roches, qui forment la matière des grands laccolites américains : il s'agit de petits amas intrusifs dans le Permien. Là roche en fut étudiée

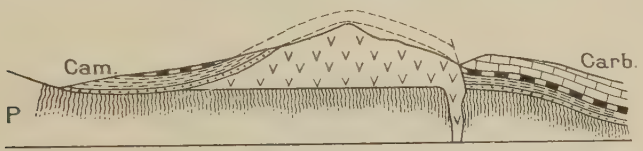


Fig. 65. — Laccolite de *microdiorite quartzifère*. Coupe du Mont Barker (Montana, U. S.).
P, Précambrien ; Cam., Schistes cambriens ; Carb., calcaire carbonifère.
D'après W.-H. Weed. *Twentieth An. Rep. U. S. G. S. Part. III.*

jadis par Auguste Michel-Lévy ; elle était bien connue et exploitée dans les temps anciens et constitue ce qu'on appelle le *porphyre bleu des Romains*. Dans une pâte d'un gris bleuté on voit d'assez gros cristaux d'andésine blanche, de petits cristaux de quartz bipyramidés et de menus cristaux de hornblende ; la pâte est elle-même formée d'un mélange grenu de quartz et d'andésine. Telle est la roche souvent nommée *Esterellite*, dont on peut observer les affleurements sur la côte méditerranéenne. Nous la nommerons *microdiorite quartzifère*.

Les microdiorites quartzifères sont d'ailleurs des roches extrêmement répandues soit sous forme d'amas intrusifs ou de filons couches dans les terrains sédimentaires, soit sous forme de filons traversant roches éruptives ou recoupant roches sédimentaires.

On en voit dans les terrains carbonifères des Pyrénées et des Alpes ; elles traversent dans les Vosges la masse des granites du Champ du Feu ; et c'est toujours à peu près la même roche à petits phénocristaux de plagioclases blancs, de quartz et d'amphiboles verdâtres qu'accompagnent souvent le mica biotite. Elles

sont parfois pyroxéniques. Dans certains types le quartz n'apparaît qu'au microscope, dans la pâte.

Les microdiorites quartzifères sont des roches dures, tenaces, qui peuvent fréquemment servir à la fabrication des pavés employés pour le dallage des chaussées. Dans les terrains anciens du Brabant on trouve à Lessines et à Quenast deux petits massifs de ces microdiorites qui sont activement exploités. La roche, assez altérée, est verdâtre. On y voit fréquemment des cristaux d'orthose : c'est une microdiorite qui passe à la *micromonzonite quartzifère*.

ROCHES VOLCANIQUES

On les nomme des *dacites* parce que le type en fut pris en Hongrie, dans le « pays des Daces ».

Elles sont caractérisées les unes par l'andésine, les autres par l'oligoclase, quelques-unes par le labrador. Elles contiennent très fréquemment des pyroxènes orthorhombiques : enstatite ou hypersthène ; elles peuvent aussi contenir de l'augite, de la biotite, du grenat. Ces éléments se trouvent soit à l'état de phénocristaux, soit à l'état de microlites dans la pâte. Il en est ainsi du quartz, mais si la roche est vitreuse il peut arriver que le quartz ne s'y individualise pas : toute la silice libre reste dans le verre.

Parfois les dacites contiennent des phénocristaux d'olivine. Tel est le cas de certaines coulées intercalées dans le terrain houiller de la région de Figeac : elles se rapprochent des basaltes à quartz.

On ne distingue généralement pas dans la nomenclature les dacites qui contiennent leurs éléments ferromagnésiens dans la pâte de celles qui les contiennent à l'état de phénocristaux : on les désigne de la même manière. Il y a des *dacites à hypersthène et augite, à hypersthène et biotite, à hypersthène et grenat, à biotite et grenat, à biotite, à amphibole, à amphibole et biotite.*

Elles sont compactes ou scoriacées et participent en général des caractères structurels des andésites acides. Elles donnent des bombes en croûtes de pain.

On en trouve d'anciennes et de récentes. Leurs émissions successives à l'époque permienne forment en particulier la masse du

Pic du Midi d'Ossau, dans les Pyrénées. Elles y sont associées à des microdiorites intrusives, interstratifiées dans le Carbonifère, et forment aussi quelques petits laccolites.

Elles sont les matériaux du volcan appelé Montagne Pelée, à La Martinique Le magma qui les a produits s'est trouvé à l'origine dans de telles conditions physiques qu'il s'est consolidé à l'orifice même du volcan sous forme d'un culot constamment accru (fig. 66) par l'émission, au travers de ses fentes, de laves rapidement consolidées dont l'accumulation forme ce qu'on a nommé un *dôme péléen*. La roche ainsi formée est une dacite vitreuse, généralement sans

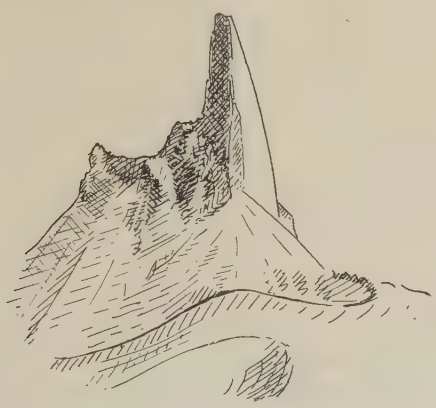


Fig. 66. — Aiguille terminale du dôme de *dacite* de la Montagne Pelée, à La Martinique, en mars-avril 1903.
Croquis d'après une photographie de A. Lacroix.

quartz visible. En certains points elle fut soumise à l'influence de gaz et vapeurs alcalines issues du volcan qui provoquèrent la dévitrification du verre et la cristallisation du quartz sous forme de très petits cristaux bipyramidés.

D'anciennes éruptions de la même région avaient d'ailleurs déjà fourni des laves dans lesquelles on voit de gros phénocristaux de quartz (Pl. IV, fig. 2). La composition chimique globale des produits émis n'a cependant pas varié. Le calcul de la composition virtuelle effectué soit sur les roches à phénocristaux de quartz, soit sur les roches vitreuses, soit sur les roches dévitrifiées donne toujours à peu près la même proportion de silice libre : 20 à 22 0/0. La composition chimique globale est la suivante :

SiO^2	Al^2O^3	Fe^2O^3	FeO	MgO	CaO	Na^2O	K^2O	TiO^2	P^2O^5	Total
62,45	18,05	2,02	4,00	2,58	5,81	3,27	1,16	0,19	0,10	99,63

IV. — LA FAMILLE DES GRANITES

Nous sommes tout naturellement conduit à étudier les roches de la famille des granites par l'étude même que nous venons de faire des diorites quartzifères, car, ainsi que nous l'avons vu, les diorites quartzifères toujours plus ou moins chargées d'orthose, au moins virtuellement exprimée, passent, quand cet élément prend dans la roche un développement égal à celui des feldspaths calcosodiques, aux *monzonites quartzifères*, qui passeront elles-mêmes aux granites quand le feldspath potassique deviendra de plus en plus abondant, en même temps que le feldspath calcosodique lui-même deviendra de plus en plus alcalin.

ROCHES DE MASSIFS

Le *granite* contient comme éléments essentiels du quartz et des feldspaths alcalins, généralement unis à un troisième élément, mica, amphibole ou pyroxène, et qu'accompagnent dans un grand nombre de cas des feldspaths calcosodiques.

L'absence ou la présence de ces feldspaths calcosodiques dans les granites nous permettra de les diviser en deux classes, dans chacune desquelles nous pourrons distinguer certains types prédominants.

Dans la première classe, celle qui ne contient que des feldspaths alcalins, les granites à micas seront représentés soit par des granites à muscovite, soit par des granites à muscovite et biotite ; les granites à amphiboles contiendront des amphiboles sodiques telles que la riébeckite ; les granites à pyroxènes contiendront le pyroxène sodique aegyrine. Dans la seconde classe, où coexistent des feldspaths alcalins et des feldspaths calcosodiques, les granites à mica seront soit des granites à biotite, soit encore des granites à biotite et muscovite ; les granites à amphibole seront caractérisés par la hornblende commune ; les granites à pyroxène, soit par le diopside, soit par l'hypersthène.

Outre les éléments essentiels qui caractérisent chaque variété

de granite, il est d'autres éléments qui se trouvent généralement en petites quantités dans toutes les variétés : tels sont le zircon, l'apatite, la magnétite, l'ilménite.

Tous ces minéraux constitutifs du granite n'ont pas cristallisé ensemble, mais bien dans un certain ordre, sans qu'il y ait eu toutefois d'hiatus dans la cristallisation qui s'est poursuivie avec continuité. Par exemple un granite à feldspaths calcosodiques et à mica biotite, tel que le granite de Vire, en Normandie, a consolidé ses matériaux comme il suit : tout d'abord le zircon, l'apatite, la magnétite ou l'ilménite ont cristallisé un peu avant le mica biotite qui en englobe fréquemment les cristaux ; puis la biotite elle-même a cristallisé ; le feldspath calcosodiques, ici l'oligoclase, et l'orthose, se sont ensuite consolidés, et enfin le quartz, qui forme le dernier élément individualisé. Mais cet ordre de cristallisation n'est pas toujours le même : certains granites à pyroxènes et amphiboles, tel celui qu'on nomme en Finlande *rapakivi*, contiennent de grands cristaux d'orthose qui se sont consolidés avant les plagioclases, qui les encroûtent ; puis ont ensuite cristallisé pyroxène, mica et quartz. Il est d'autres cas où de gros cristaux d'orthose, qui rendent la roche « *porphyroïde* » ont cristallisé après tous les autres minéraux.

La texture typique du granite est la texture grenue, et généralement le grain de la roche est assez gros pour qu'à l'œil nu l'on puisse en déterminer les éléments. Tous ceux qui cristallisent avant le quartz ont des formes cristallines plus ou moins nettes ; le quartz lui-même n'en possède pas : la masse de ses cristaux juxtaposés moule les autres minéraux.

Parfois dans la masse du granite la cristallisation se fait plus large et les éléments blancs prennent un grand développement ; on dit alors que la texture devient *pegmatoïde*. Si les éléments blancs s'orientaient l'un par rapport à l'autre la texture serait graphique et le granite deviendrait une *pegmatite*. La texture orbiculaire, que nous avons vue réalisée dans un gabbro à amphibole de Corse, se rencontre aussi dans les granites : des sphéroïdes formés de croûtes alternes de biotite et d'éléments blancs sont joints par du granite grenu ; c'est aussi du granite grenu qui occupe le centre de chaque masse sphéroïdale. Enfin certains granites possèdent la texture dite gneissique, caractérisée par un feuilletage, généralement grossier en ce cas, dû à l'alternance des éléments colorés et des éléments blancs.

LES PRINCIPALES VARIÉTÉS DE GRANITES

Le *granite à biotite* est constitué par les éléments que nous avons déjà signalés et qui ont cristallisé dans l'ordre que nous avons indiqué pour le granite de Vire. Il forme avec une remarquable constance de composition des massifs énormes, mais il est aussi un faciès de massifs composites. Il est souvent porphyroïde. L'apatite en est un élément très constant, presque toujours associé au mica biotite. Il contient aussi parfois du sphène et du grenat, et très souvent de la cordiérite. Celle-ci se trouve dans certains granites en assez grande abondance ou sous forme d'assez gros cristaux pour que la roche mérite d'être désignée comme *granite à cordiérite.*

Un très bel exemple de *granite à cordiérite* est donné par le massif granitique du Huelgoat, dans le Finistère, auquel Ch. Barrois a consacré une importante étude. Ce granite forme au sein des terrains siluriens et dévoniens une masse à contours elliptiques de 16 km. sur 9. C'est un granite généralement caractérisé par de grands cristaux d'orthose, mais qui passe par place à des variétés non porphyroïdes et plus riches en mica noir. Les granites à cordiérite ne sont d'ailleurs pas une rareté, et dans le Massif Central français ils sont largement développés.

Comme type de composition des granites à biotite nous donnerons l'analyse du granite qui forme, dans les Pyrénées, le massif du Mont Haya, en pays basque.

SiO^2	TiO^2	Al^2O^3	Fe^2O^3	CaO	MgO	Na^2O	K^2O	P^2O^5	H^2O	Total
74,1	0,4	13,94	2,0	1,4	0,5	2,8	6,1	0,06	0,2	101,50

Un granite à cordiérite tel que celui du Huelgoat donnerait un peu moins de silice, soit 71,8 0/0, et un peu plus d'alumine, soit 16 0/0, les alcalis restant à peu près dans les mêmes proportions. Ces granites sont peu calciques : au Huelgoat la proportion de chaux n'atteint pas 1,8 0/0 ; mais d'autres le sont davantage et comptent parfois près de 4 0/0 de CaO. Un cas de ce type est présenté par le granite d'Andlau, dans les Vosges, que rendent porphyroïde de grands cristaux d'orthose, et dont la composition chimique est la suivante :

SiO^2	TiO^2	Al^2O^3	Fe^2O^3	FeO	MnO	CaO	MgO	K^2O	Na^2O	H^2O	Total
68,97	0,31	14,80	2,32	0,85	0,01	3,82	1,15	4,54	2,46	0,71	99,94

Les proportions de silice des granites à biotite ne dépassent pas en général 76 0/0. Quand ce chiffre est atteint, les proportions de chaux sont extrêmement faibles : de 0,1 à 0,15 0/0 ; le plagioclase est de l'albite et le granite se classe comme granite à seuls feldspaths alcalins. Il est rare d'ailleurs que dans ce cas la biotite ne soit pas accompagnée de minéraux tels que la muscovite ou la tourmaline. Cependant on peut citer le granite de Florissant, dans le Colorado, qui ne contient en fait d'éléments essentiels que microcline, albite, quartz et biotite.

Tous ces granites contiennent toujours une plus grande masse de feldspath que de quartz : 25 à 30 0/0 de quartz ; 65 à 70 0/0 de feldspath ; 5 à 10 0/0 de biotite et de magnétite.

Les *granites à muscovite* se caractérisent soit comme granites à seule muscovite, soit comme granites à muscovite et biotite. C'est à ce dernier type que les auteurs allemands donnent le nom de granite ; ils appellent *granitites* les granites à biotite. Mais alors que le granite à seule muscovite est dénué de feldspaths calcosodiques, étant essentiellement alcalin, les granites à deux micas sont tantôt chargés de feldspaths calcosodiques, tantôt privés de cet élément.

Les granites à muscovite sont fréquemment caractérisés par ce fait que le quartz, au lieu de former comme dans les granites à biotite des masses cristallines qui moulent les autres éléments, se rencontre en grains bipyramidés. D'ailleurs le mica blanc n'est pas dans ces roches un des éléments les plus anciens : il moule les cristaux de quartz. A l'analyse la muscovite fournit une certaine quantité de fluor, et la roche est fréquemment chargée de tourmaline dans la composition de laquelle on sait qu'entre le bore ; la cassitérite, ou bioxyde d'étain, en est un élément fréquent. Ces granites à muscovite ont été jadis désignés en France sous le nom de *granulite* : ce nom peut prêter à ambiguïté car les pétrographes allemands s'en servent pour désigner certaines roches du terrain cristallophyllien.

C'est aux granites à muscovite qu'il faut rattacher les granites à mica lithinifère, lépidolite. Ils forment plutôt des accidents dans les massifs de granites à muscovite que des entités distinctes. Certaine variété d'Ambazac (Haute-Vienne) n'a pour tout feldspath que l'albite, que moule le quartz ; elle contient aussi de la cassitérite.

Nous rattacherons encore aux granites à mica blanc une roche

essentiellement constituée par du quartz et de la muscovite, et dans laquelle le feldspath manque ou se montre rarement. Cette roche à laquelle on donne généralement le nom de *greisen* est, elle aussi parfois, imprégnée de cassitérite. La *luxullianite* est encore de la même famille : c'est une roche faite de quartz et de feldspath alcalin, et chargée de nombreux cristaux de tourmaline, répartis en touffes. On trouve parfois de la topaze dans les granites à muscovite, et la kaolinite en est un élément fréquent : elle résulte d'une transformation des feldspaths dont les alcalis ont été chassés.

La proportion de silice des granites à muscovite les plus alcalins peut atteindre 78 0/0 ; les variétés calciques de granites à deux micas dans lesquelles la chaux oscille autour de 2 0 0 ne dépassent pas une teneur de 72 0/0 de silice.

Par ce que nous venons de dire on voit que les granites à muscovite méritaient d'être distingués des granites à biotite, auxquels ils passent d'ailleurs par l'intermédiaire des granites un peu calciques à deux micas. Le faciès granite à muscovite est très largement répandu. Sur les cartes géologiques françaises on le distingue des autres variétés de granite : celles-ci sont figurées par une teinte rouge tandis que les granites à muscovite sont figurés par une teinte violette. On conçoit qu'il est légitime d'en user ainsi, car la présence de minéraux fluorés et hydroborés dans un granite indique que des conditions particulières ont présidé à sa cristallisation.

Citons en fait de granite à mica blanc le granite du Brézouard, dans les Vosges, et les nombreux massifs de « granulites » de la Creuse, de la Corrèze et du Limousin. En certains cas le granite à mica blanc forme un faciès de bordure des granites à mica noir (massif granitique du Huelgoat). Parfois il est répandu irrégulièrement dans la masse d'un massif granitique (massif du Hohneck), mais principalement vers les bords du massif.

Les *granites à hornblende* sont très répandus (Pl. IV, fig. 3). Ils passent en certains massifs, insensiblement, à des granites à biotite. Jamais ils ne contiennent de muscovite. Leur hornblende est une hornblende commune polychroïque dans les tons vert et vert jaunâtre, plus rarement une hornblende brune. Le sphène est un élément constant de ces roches. Certaines d'entre elles contiennent une épidote manganésifère qu'on appelle *orthite*.

Toutes choses égales d'ailleurs les granites à hornblende se

comportent comme les granites à biotite, sans que toutefois leur teneur en silice dépasse 68 ou 69 0/0. Il en est des variétés porphyroïdes. Nous avons déjà donné l'analyse du granite du Haut de Faîte dans les Vosges ; citons aussi celle du granite de Hohwald au voisinage du granite d'Andlau.

SiO^2	Al^2O^3	Fe^2O^3	FeO	CaO	MgO	K^2O	Na^2O	H^2O	Total
65,81	18,04	4,21	0,69	5,06	2,14	2,24	1,81	1,16	101,16

Les proportions relatives de feldspaths alcalins et de quartz sont à peu près les mêmes que dans les granites à biotite, mais il y a une plus grande quantité d'éléments ferromagnésiens.

Les *granites à riébeckite*, qui sont aussi à *arfvedsonite*, sont les termes alcalins des granites amphiboliques. Ils sont très peu ou pas du tout calciques, et riches en alcalis dont les proportions dépassent souvent 10 0/0. Leur teneur en silice oscille entre 68 et 75 0/0.

On trouve des granites à riébeckite en Corse, en Norvège, au Massachussetts, au Cameroun, à Madagascar, et d'une façon générale dans les régions où se manifeste la présence des roches sodiques du cortège des syénites néphéliniques.

Tel est aussi le cas des *granites à aegyrine*, qui sont souvent aussi *à riébeckite*. On en a signalé en Corse et à Madagascar. Dans ces roches les pyroxènes ont généralement cristallisé postérieurement aux éléments blancs. Ces granites ne sont pas nécessairement très sodiques. A. Lacroix a signalé le cas de granites à aegyrine qui contiennent jusqu'à 13 0/0 de potasse et dont le seul feldspath est le microcline ; on les trouve à Madagascar parmi les schistes cristallins de la partie orientale des hauts plateaux. Par contre dans la même île, mais dans la région du nord-ouest, les granites d'Ampasibitika, également à aegyrine, contiennent de 7,01 à 3,82 0/0 de Na^2O, et de 4,45 à 1,58 0/0 de K^2O ; leurs proportions de SiO^2 allant de 63,70 à 70,40.

Le granite à aegyrine qui forme la masse principale de l'îlot de Rockall situé dans l'Atlantique, au nord-ouest de l'Irlande, est chargé d'enclaves mésocrates essentiellement constituées par de l'aegyrine, de l'albite et du quartz, dans lesquelles l'analyse révèle une forte proportion de zircone (1,17 0/0) et de l'acide cérique (0,37 0/0). La présence de zircone est due au développement d'un silicozirconate de sodium nommé l'elpidite ; le cérium

est inclus à l'état d'élément occulte. La roche est riche en silice : 73,6 ; elle contient 6,96 0/0 de Na^2O.

Les granites à aegyrine et les granites à riébeckite ne forment jamais de grands massifs : ils ont souvent une allure filonienne.

La présence dans un granite de l'aegyrine ou de la riébeckite était exclusive des feldspaths calcosodiques ; les granites à pyroxènes qui contiennent ces feldspaths sont caractérisés soit comme *granites à diopside,* soit comme *granites à hypersthène.*

Les premiers ne constituent pas des entités géologiques importantes et sont plutôt des faciès des granites à biotite. Les seconds doivent leur intérêt à ce qu'ils sont généralement l'un des termes d'une série pétrographique que caractérise l'hypersthène. M. Holland a appelé *charnockites* ces roches à hypersthène ; du nom de Charnock, fondateur de Calcutta, dont la pierre tombale en cette ville est faite de l'une de ces roches à hypersthène. Des séries de charnockites sont connues dans l'Inde, dans le sud de la Norvège, au Canada, et à la Côte d'Ivoire. Les roches de ce dernier gisement vont d'un *granite à hypersthène*, essentiellement constitué par de l'orthose, de l'oligoclase, du quartz, unis à un peu d'hypersthène et de biotite, jusqu'à une *norite*. Il y a continuité de passage d'un type à l'autre : la quantité de biotite et d'orthose diminue quand l'hypersthène devient abondante, et en même temps la quantité de plagioclases augmente. La roche se caractérise comme *norite quartzifère* avant d'être une norite franche. Le granite le plus siliceux pauvre en hypersthène contient 71,8 0/0 de SiO^2 ; 4,11 0/0 de K^2O ; 4,17 0/0 de Na^2O ; une norite riche en hypersthène contenant 54,33 0/0 de SiO^2 ; 0,59 de K^2O ; 3,52 de Na^2O. Il y a donc passage de la norite au granite par enrichissement du magma en soude, en potasse et en silice, mais beaucoup plus en potasse qu'en soude.

CONDITIONS DE GISEMENT, PHÉNOMÈNES DE CONTACT, ET VARIATION DE COMPOSITION DES MASSIFS GRANITIQUES.

Un coup d'œil jeté sur une carte géologique telle que la carte de France au millionième montre immédiatement l'abondance des massifs granitiques et l'aire importante sur laquelle beaucoup d'entre eux s'étendent. Ces massifs apparaissent tantôt parmi les

terrains sédimentaires, tantôt dans les terrains cristallophylliens.

Dans l'un et l'autre cas on ne peut manquer d'être frappé de ce fait que la direction des strates du terrain n'est pas modifiée

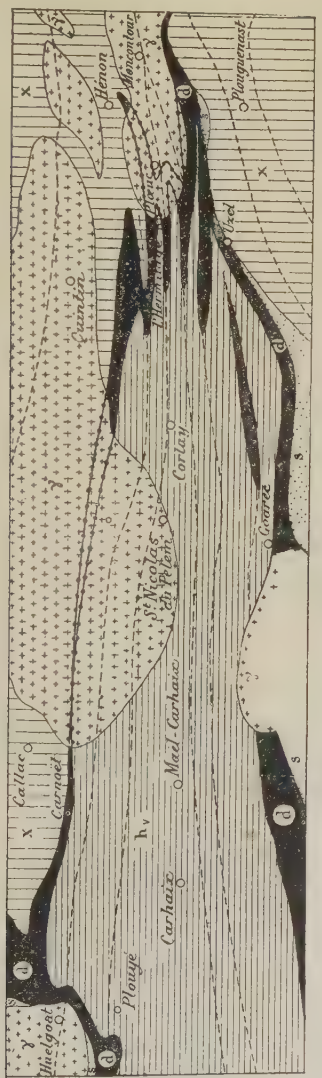


Fig. 67. — Affleurements des granites en Bretagne, dans le bassin carbonifère de Corlay.

D'après Ch. Barrois. *Livret-guide du VIIIe Congrès géologique international.*

lorsque celui-ci rencontre le granite. Il y a en quelque sorte indifférence de l'un par rapport à l'autre, quant aux relations de position. Ainsi qu'on l'a très bien dit le granite coupe « à l'emporte-pièce » les terrains au sein desquels il affleure (fig. 67).

Planche IV

Fig. 1. — ***Diorite quartzifère*** (Adamello).

Gr.: 14 diamètres. Nicols croisés.

Fig. 2. — ***Dacite*** (Fort-de-France, La Martinique). Phénocristaux de quartz et de plagioclases, dans une pâte faite des mêmes éléments et résultant de la dévitrification d'un verre.

Gr.: 11 diamètres. Nicols croisés.

Fig. 3. — ***Granite à amphibole*** (Le Hohwald, Vosges).

Gr.: 9 diamètres. Nicols croisés.

Fig. 4. — ***Schistes noduleux*** (contact des schistes de Steige et du massif granitique du Champ-du-Feu, Vosges). Cristaux de cordiérite altérés (taches à contours d'hexagone).

Gr : 9 diamètres. Lum. nat.

Fig. 5. — ***Cornéenne à andalousite*** (Des mêmes contacts que le précédent). Cristaux d'andalousite (sections à contours de losange) associés à la biotite et au quartz.

Gr.: 10 diamètres. Lum. nat.

Fig. 6. — ***Schistes micacés à andalousite*** (Des contacts du granite du Huelgoat, Bretagne). Cristaux d'andalousite à inclusions charbonneuses réparties régulièrement, au sein d'une masse de biotite et de quartz.

Gr.: 10 diamètres. Lum nat.

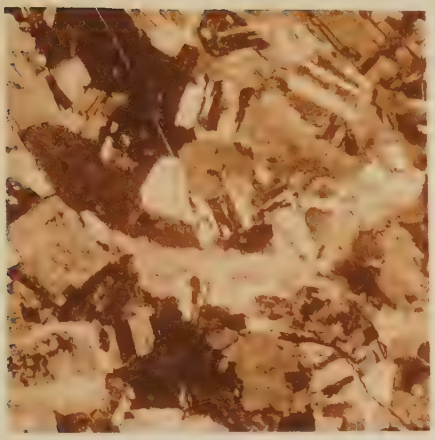


Fig. 1

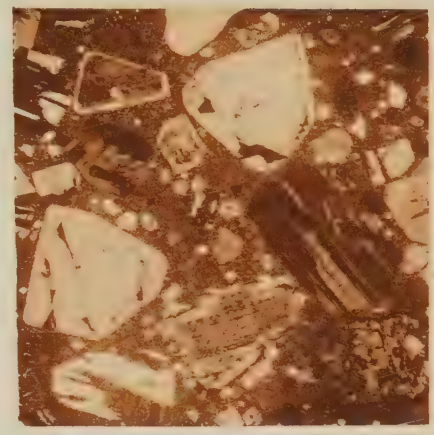


Fig. 2

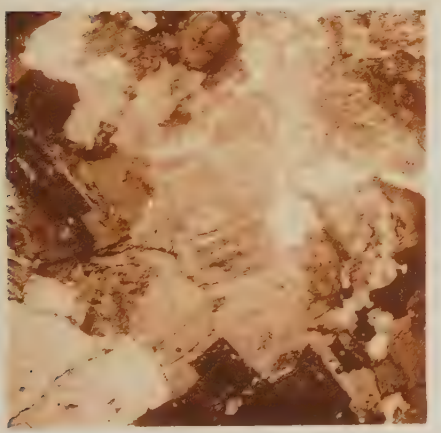


Fig. 3

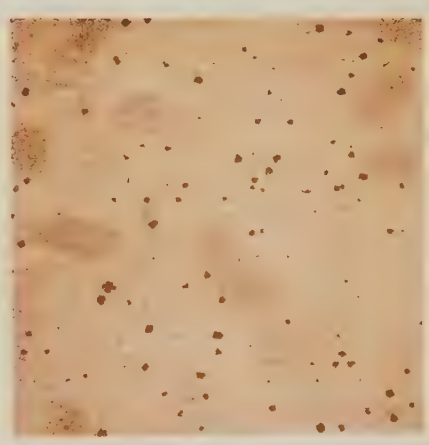


Fig. 4

Fig. 5

Fig. 6

Mais examinons de près ce qui se passe aux contacts mêmes du granite et choisissons d'abord le cas du massif granitique du Huelgoat dont Ch. Barrois a savamment décrit les conditions de gisement. Le granite du Huelgoat est, ainsi que nous le savons, un granite à cordiérite. Tout près du contact la roche prend un grain plus fin que dans le centre du massif, et se charge de mica blanc et parfois de tourmaline. Les schistes de Porsguen (d'âge dévonien) se trouvent au voisinage immédiat du granite ; on les voit à quelque distance de celui-ci se maculer de taches : ils sont chargés de menus cristaux ovoïdes de cordiérite qui apparaissent comme de petites masses noires. Plus près du granite ces schistes se chargent en outre de longs cristaux d'andalousite (chiastolite) (Pl. IV, fig. 6) et la masse du schiste devient un agrégat de quartz et de biotite. Plus près encore du granite la roche devient massive et dure : elle est essentiellement constituée d'un agrégat de quartz, de biotite et d'andalousite ; elle forme ce qu'on nomme une cornéenne. En d'autres points les schistes siluriens sont séparés du granite par un écran de grès armoricain. Le grès armoricain le plus pur ne contient pas de silicates de métamorphisme mais son quartz a perdu l'apparence de grains clastiques. Derrière cet écran les schistes sont transformés en schistes à chiastolites et sont chargés de mica noir.

On voit par ce qui précède que les terrains qui encaissent le granite sont affectés par un *métamorphisme qui est fonction de la nature de la roche encaissante*, et que ce métamorphisme est d'autant plus vif que la roche est située plus près du granite.

Le fait des contacts du granite du Huelgoat se reproduit dans le cas d'autres massifs granitiques. Les transformations des schistes de Steige, aux contacts des granites d'Andlau et du Hohwald formant partie de la masse du granite du Champ du Feu, dans les Vosges, sont classiques. Elles furent décrites jadis par Rosenbuch.

Les schistes de Steige, dont l'âge n'est pas déterminé parce qu'on n'y trouve aucun fossile, sont essentiellement formés de séricite et de chlorite. Quand on les suit, en allant vers le granite, on les voit d'abord se charger de très petits cristaux de cordiérite, à contours nets hexagonaux ; la roche devient *un schiste tacheté* (Fleckschiefer). Si l'on avance on voit les cristaux de cordiérite devenir abondants, arrondir parfois leurs contours et prendre l'allure de petits nodules : la roche devient *un schiste noduleux* (Pl. IV,

fig. 4) (Knotenschiefer). Les petits nodules sont noirs, la masse du schiste est grise ; il semble qu'il y ait eu en certains points concentration d'une matière charbonneuse, mais il n'en est rien : la matière charbonneuse primitivement contenue dans le schiste a été fixée aux points où se sont formés les cristaux de cordiérite ; ailleurs elle fut chassée. Plus près encore du granite les schistes, restant noduleux, se chargent en outre de mica noir : ils deviennent *des schistes micacés noduleux* (Knotenglimmerschiefer). Au contact même du granite, dans une zone étroite, le schiste devient une roche dure, *une cornéenne* (Hornfels), d'allure parfois rubanée, faite de mica noir, d'andalousite, de corindon, de quartz et de sillimanite en un mélange grenu (Pl. IV, fig. 5). S'il y a *passage* de toutes ces roches les unes aux autres, il n'y a aucun passage du granite aux roches métamorphisées.

A Saint-Léon, dans l'Allier, Michel-Lévy a décrit des phénomènes de métamorphisme de schistes au contact du granite d'une nature un peu différente. Les schistes de Saint-Léon non modifiés par le granite sont constitués par du quartz en grains clastiques, de la séricite et de la chlorite, accompagnés de quelques rares débris de feldspaths tricliniques, de menues paillettes d'oligiste et de grains de fer oxydulé. En approchant du granite on voit d'abord, comme dans le cas d'Andlau, les schistes devenir *tachetés*, puis *micacés*, le mica noir remplaçant la masse primitive de séricite et de chlorite. Au contact immédiat du granite le schiste micacé est chargé lui-même des éléments blancs du granite, et certaines roches finement rubanées sont formées de zones alternes de quartz en grain et mica noir d'une part, et des éléments granitiques, quartz, orthose, oligoclase d'autre part.

Dans le cas des contacts de Saint-Léon *les schistes sont feldspathisés*. Ce fait suggère l'idée que des éléments essentiels du granite ont *émigré* dans le schiste ; ce que Michel-Lévy a exprimé en disant qu'il y avait eu métamorphisme *par imbibition*. A. Lacroix, qui réserve le nom de *leptynolites* aux schistes feldspathisés, a décrit des contacts de granites pyrénéens dans lesquels des schistes et des quartzites ont été, par imbibition, chargés de feldspaths et qui montrent divers stades de feldspathisation, et un passage continu des leptynolites au granite.

En même temps que les schistes *s'imbibent* des éléments du granite, ces derniers peuvent aussi s'individualiser à part en lits très minces dans les schistes, et produire des roches finement

rubanées, en tout semblables à ce terme du terrain cristallophyllien qu'on nomme le gneiss.

On ne trouve pas que des roches siliceuses ou silico-alumineuses au contact des granites, mais aussi des roches carbonatées. Dans ses études sur les roches pyrénéennes, A. Lacroix a montré que les calcaires relativement purs devenaient des marbres à minéraux caractérisés principalement par la présence du grenat grossulaire et de l'idocrase, accompagnés d'épidote, de zoïsite, de wollastonite, de pyroxènes, de quartz en menus cristaux. Quant aux calcaires siliceux ou argileux, ils se transforment en *grenatites*, en *epidotites* et en *cornéennes feldspathiques* : les grenatites sont essentiellement constituées par du grenat grossulaire qui englobe des grains de calcite ou de pyroxène ; les épidotites, roches compactes et denses, sont faites d'épidote ou de zoïsite associées parfois à des amphiboles (actinote ou hornblende), à des pyroxènes, à du sphène, à de la calcite, à du quartz et à de l'orthose ; les cornéennes feldspathiques sont faites d'augite, de hornblende, de plagioclases basiques, accompagnés de sphène, de biotite et de zoïsite, et qu'englobent pœcilitiquement des cristaux d'orthose ou de microcline.

Au contact des granites alcalins, tels que les granites à aegyrine et riébeckite, les sédiments sont modifiés de manière analogue à celle qui vient d'être indiquée. Les calcaires sont transformés en cornéennes, les sédiments silico-alumineux en schistes micacés ; mais ces roches métamorphiques sont chargées de pyroxènes et d'amphiboles sodiques, aegyrine, riébeckite. De plus, il s'y forme parfois (Madagascar) de la fluorine ($CaFl^2$) en abondance.

Telles sont les modifications subies par les terrains sédimentaires au voisinage et au contact des masses granitiques. On désigne parfois ce métamorphisme sous le nom de *métamorphisme exomorphe*, imaginant ainsi que les causes en ont pour origine la masse même du granite. Voyons maintenant quelles observations l'on peut faire non plus sur les roches extérieures au granite mais sur la masse du granite lui-même.

Dans la plupart des massifs granitiques qui confinent à des schistes on trouve au voisinage des contacts, dans le granite même, des fragments de leptynolites, ou de schistes plus ou moins modifiés, de nature généralement semblable à la modification métamorphique de la roche au contact immédiat du massif.

Ces « *enclaves* » du granite sont plus ou moins abondantes ; elles sont parfois si nombreuses que le granite a l'air d'avoir été injecté dans les joints de la roche métamorphisée. Loin des contacts, dans la masse du granite, on rencontre souvent sporadiquement des enclaves du même type.

Si le massif granitique est en contact avec des assises formées par l'alternance de schistes et de calcaires, ou de calcaires dolomitique, on observe parfois tout d'abord (Pyrénées) que, dans la

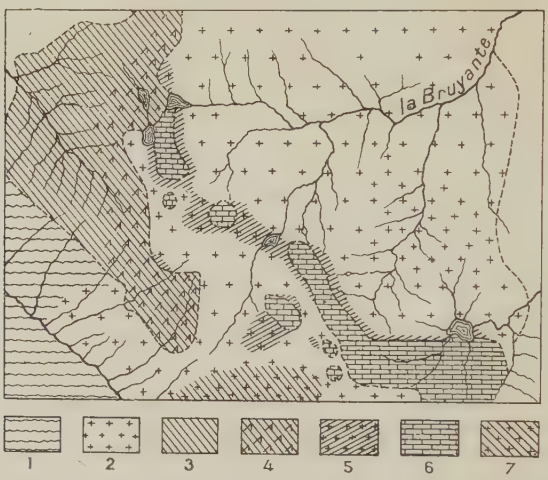


Fig. 68. — Massif granitique du bassin de La Bruyante (canton de Quérigut, Pyrénées).

1. Gneiss ; 2. Granite ; 3. Schistes paléozoïques ; 4. Schistes métamorphisés ; 5. Roches variées d'origine, dite *endomorphique* ; 6. Calcaires métamorphiques ; 7. Granite imprégné de schistes.

D'après A. Lacroix, *Bull. des Services de la carte géol. de France*, nº 64 (1898).

masse du granite, les lambeaux de calcaires ou d'assises schisto-calcaires métamorphisées peuvent être suivis pendant des kilomètres (fig. 68), et que leur direction de stratification reste celle des roches de même type, qui sont en dehors du granite. Puis l'on constate qu'au contact des bandes calcaires qui restent isolées dans le granite, la roche granitique est chargée d'amphibole et qu'elle passe même à une diorite. D'autre part lorsque les lambeaux de roches silicocarbonatées sont interrompus on voit parfois apparaître à leur place des norites avec ou sans olivine, des hornblendites, et même des péridotites à hornblende.

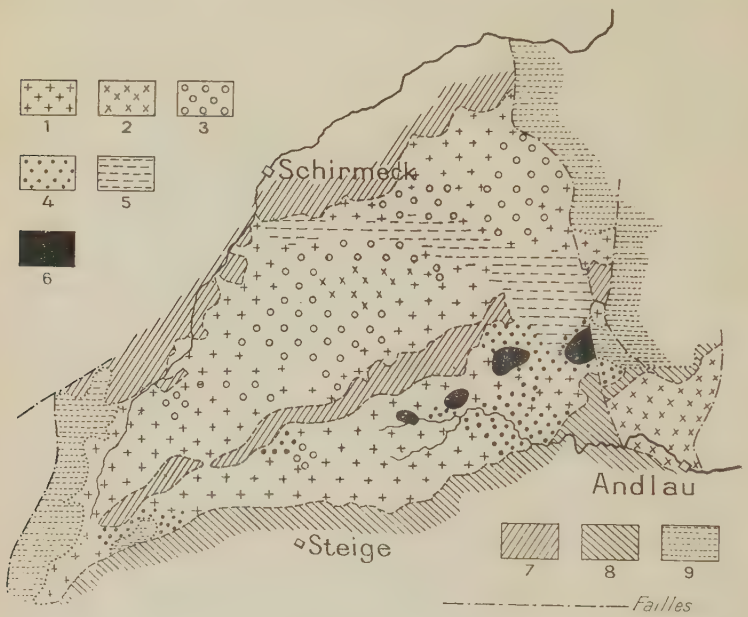
Ces observations montrent qu'un massif granitique n'est pas nécessairement homogène, qu'on trouve dans sa masse des sédiments métamorphisés, et que sa composition peut être profondément modifiée, au point que le granite peut être remplacé par une roche extrêmement basique. Elles montrent en outre qu'il existe une relation entre la répartition, dans le massif, des roches basiques et la disposition des éléments enclavés. Quand, au voisinage du sédiment carbonaté, on voit le granite modifier sa composition originelle, on dit de celui-ci qu'il est modifié par *endomorphisme*. C'est un cas de même espèce que celui de la modification du gabbro du Pallet à son contact avec les micaschistes.

Si les schistes et les calcaires enclavés dans le granite sont plus ou moins modifiés par métamorphisme, les roches très siliceuses tels que les grès et quartzites purs subissent peu ou pas de modifications. Ch. Barrois a montré que, dans certains granites bretons, des bancs de ces roches pouvaient être suivis avec continuité dans le massif sans qu'ils subissent de modifications importantes : le grès armoricain micacé devient un quartzite chargé d'un peu de mica biotite et de sillimanite.

L'hétérogénéité des massifs granitiques est fonction de la variété des roches au sein desquelles ils affleurent. Si le massif granitique affleure au sein de schistes de composition à peu près constante le granite ne montrera pas de grandes variations de composition : c'est le cas des granites normands tels que le granite de Vire, ou encore celui du granite du Huelgoat. Mais si le granite apparaît parmi des terrains de grande variété de composition on trouvera dans sa masse des types de roches variées, et c'est le cas des granites pyrénéens décrits par A. Lacroix.

Nous ne saurions, dans ce genre, citer un cas plus typique que celui du massif granitique du Champ du Feu, dans les Vosges. Ce massif confine au sud aux schistes de Steige, et au nord aux terrains dévoniens de la vallée de la Bruche. Il a métamorphisé non seulement les schistes de Steige, mais aussi les roches dévoniennes, et s'est donc formé postérieurement à l'époque de sédimentation de ces terrains. Si les schistes de Steige ont une composition relativement constante, il n'en est pas de même des terrains dévoniens, qui comprennent des schistes, des grauwackes, des tufs, des calcaires magnésiens et des roches volcaniques acides et basiques. Bücking a minutieusement établi la carte des roches variées qui forment le massif du Champ du Feu et qui consistent

en granites à biotite, porphyroïdes ou non (type Andlau, Natzviller et Champ du Feu), en granites à amphibole (type Hohwald), et en diorites (fig. 69). Or il est très remarquable que la répartition de ces roches ne soit pas quelconque et que les diorites en particulier soient alignées dans la direction générale du plissement hercynien marquée par les affleurements de roches extérieures au



Échelle de 1 : 270 000

Fig. 69. — Massif granitique du Champ-du-Feu (Vosges).
1. Granite à biotite normal du Champ-du-Feu ; 2. Granite porphyroïde, type Andlau ; 3. Granite à enclaves de diorites monzonitiques ; 4. Granite à amphibole, type Hohwald ; 5. Granite à faciès pegmatoïde ; 6. Diorites ; 7. Terrains dévoniens (éruptifs et sédimentaires) ; 8. Schistes de Steige ; 9. Permien ou roches post-permiennes.
D'après une carte de H. Bücking in *Mitt. der geol. Landesanstalt von Elsass-Lothringen, Band XII, Heft 1 (1918).*

massif. Une bande de roches volcaniques dévoniennes traverse le massif dans la même direction et en suit à peu près la crête. Au sud de cette crête on peut observer quatre bosses principales de diorite alignées, et au nord on trouve, largement répandu, un faciès de granite à nombreuses enclaves de « *diorites monzonitiques* » auxquelles des cristaux d'amphibole aciculaires donnent

une texture particulière. La teneur en SiO^2 qui est en moyenne de 69 0/0 dans le granite à biotite, n'atteint plus que 60 0/0 dans la diorite monzonitique, et baisse à 49 0/0 dans la diorite la plus typique. Quant aux teneurs en chaux elles sont respectivement de 3,82 ; 5,04 et 8,22.

Nous parlions de granites des types les plus courants, susceptibles de contenir à la fois des feldspaths calciques et des feldspaths alcalins. Les granites alcalins proprement dits ne forment pas de grands massifs, mais ils subissent parfois, eux aussi, des modifications « endomorphes » du fait des terrains auxquels ils confinent. Les granites à riébeckite de Madagascar perdent, au contact de calcaires, leurs cristaux de riébeckite, et ceux-ci sont remplacés par un diopside aegyrinique peu magnésien et surtout ferreux. Une roche se forme, composée de ce pyroxène sodique, de grenat calcique et d'épidote, englobés par l'orthose et l'albite et où l'on trouve des masses de calcite. Le quartz peut complètement manquer, et quand il se trouve dans la roche on voit qu'il s'y est produit après la calcite. Le changement de composition de la roche normale à la roche dite endomorphisée est considérable ainsi qu'on peut en juger par les chiffres suivants :

A. Granite alcalin d'Ampasibitika (à arfvedsonite).

B. Type dit « endomorphique », riche en grenats.

	A	B
SiO^2	70,40	42,70
CaO	0,26	22,30
Na^2O	4,05	0,74
K^2O	4,45	2,32

Nous résumerons en quelques mots les connaissances que nous avons acquises sur les massifs granitiques les plus importants.

1° Ils recoupent les terrains et ne dérangent pas leurs strates, qu'on peut parfois suivre longtemps dans le massif.

2° Ils sont homogènes si ces terrains sont de composition à peu près constante, hétérogènes si ces terrains présentent de grandes variations de composition.

Que conclure de ces deux remarques sinon que ces granites ont pris la place d'une certaine masse de terrains préexistants et qu'ils procèdent de la matière même de ces terrains.

DES FILONS APLITIQUES ET DE CERTAINES FORMES DE BORDURE DES GRANITES

Il est absolument constant que tout massif granitique soit traversé par des filons leucocrates, généralement minces, constitués par de l'orthose, de l'albite, du quartz, accompagnés d'une faible quantité de l'élément ferromagnésien caractéristique du granite. Ce sont des *aplites* (Pl. V, fig. 2), roches qui présentent effectivement la texture aplitique dont nous avons déjà parlé. Ces filons traversent non seulement le massif granitique, mais les roches qui encaissent le granite : ils se poursuivent au delà du granite. Ils font corps avec le granite, et l'on peut se rendre compte que leur cristallisation est quasi contemporaine de celle du granite : on les voit parfois se fondre dans cette roche, d'un côté au moins de leurs salbandes.

Ils sont formés des mêmes matériaux dont nous avions déjà saisi l'action sur des roches basiques telles que des gabbros et qui provoquaient leur transformation en roches plus acides et plus alcalines, et que nous avons désignés comme *éléments de pegmatite*. D'ailleurs, dans les granites mêmes, des pegmatites se forment qui souvent sont localisées en bordure du massif ; et des granites aplitiques occupent souvent aussi le même gisement. Ces granites aplitiques en se chargeant de muscovite deviennent des granites à muscovite.

Les aplites proprement dites ne mettent guère en évidence que des éléments silico-alumineux alcalins, mais les pegmatites et les granites aplitiques à muscovite, dont la muscovite est elle-même fluorée, sont souvent aussi chargés de minéraux borés tels que la tourmaline. Au voisinage de certains granites pyrénéens il y a parfois un développement remarquable d'un silicate manganésifère et boré, l'axinite. D'ailleurs dans les roches au contact des granites on trouve aussi grande abondance de minéraux fluorés et borés. En particulier dans les schistes chargés de cordiérite de Steige il y a de menus cristaux de tourmaline. Certains schistes métamorphisés par le granite du Mont Haya, en pays basque, sont pétris de tourmaline et l'on y voit en outre que de gros cristaux d'andalousite, formés tout d'abord, ont été pseudomorphosés en mica blanc.

Les éléments alcalins, hydroborés et hydrofluorés qui se trou-

vent rassemblés dans les pegmatites et les aplites, ou qui, émanant du granite, ont provoqué dans les roches du contact les transformations que nous avons dites, éveillent l'idée d'éléments particulièrement volatils, aussi les a-t-on souvent comparés à une *fumerolle*.

La fumerolle elle-même, ainsi entendue, fait partie du granite. On y comprend, en dehors des minéraux alcalins, le quartz libre. On peut calculer qu'elle s'exprime virtuellement dans la plupart des granites à biotite par les 90 centièmes de leur masse environ. Ses proportions dépassent même souvent ce chiffre, et dans le granite à biotite de Florissant (Colorado) elles atteignent 95,3 0/0. Dans les granites à amphibole la *fumerolle* ne forme plus que les 65 centièmes de la masse.

DE L'ORIGINE DES MASSIFS GRANITIQUES

L'observation géologique nous a montré qu'un massif granitique, du type de ces grands massifs des Vosges, de Bretagne ou des Pyrénées que nous avons signalés, tenait la place d'une certaine masse de terrain. A partir de cette masse de terrains un magma s'est constitué.

Si l'on compare la composition des granites et des schistes, au sein desquels se trouvent bien des massifs granitiques, on peut se rendre compte que les premiers sont plus siliceux mais moins alumineux, beaucoup plus sodiques et un peu plus potassiques que les seconds. Si donc nous imaginons qu'un massif granitique ait pris la place d'une série schisteuse, il faut admettre que les roches de cette série ont été enrichies en silice et en alcalis. Une partie de ce que nous avons appelé la fumerolle du granite est donc étrangère aux terrains dont le granite tient la place. Cette portion de fumerolle vient d' « ailleurs » ; elle contient les éléments hydroborés et hydrofluorés que ne contenaient pas les schistes. Elle est nécessaire à la constitution du massif granitique : nous dirons qu'elle en provoque la constitution. Elle est originellement *active*. Elle s'incorpore non seulement à des schistes mais à d'autres types de terrains plus ou moins siliceux, plus ou moins calciques ou magnésiens, et, suivant leur nature, elle provoque la formation des diverses variétés de granites que nous avons énumérées.

Par quel mécanisme le magma granitique se constitue-t-il ? Nous

l'ignorons. Nous savons seulement qu'en se constituant il n'a pas dérangé les strates de terrains, non transformés ou métamorphisés, qui restent enclavés dans le massif.

Si nous connaissons des massifs granitiques situés parmi des terrains sédimentaires, il en est aussi parmi des terrains cristallophylliens, et l'aire occupée par chacun des affleurements de ces derniers est d'une manière générale plus vaste que celle de chacun des premiers. Nous ne sommes pas à même d'observer directement le passage des uns aux autres. Il est tentant d'imaginer qu'un massif granitique situé dans une masse de terrains sédimentaires, plus ou moins métamorphisés à son contact, s'élargit en profondeur en même temps que le métamorphisme des terrains sédimentaires se fait plus intense. Ceux-ci deviendraient *cristallophylliens*, prenant l'allure de ce qu'on nomme les *schistes cristallins* ; mais l'aire de développement des schistes cristallins est souvent si considérable par rapport à la masse des granites qu'on trouve au milieu d'eux qu'il apparaît, dans une telle hypothèse, que les terrains dont ils proviennent ont été *non métamorphisés par le granite*, mais *atteints par un métamorphisme régional*. Le granite lui-même serait produit par le métamorphisme régional en même temps que les schistes cristallins.

Le magma granitique s'étant constitué cristallise, comme nous l'avons dit, avec continuité. Pendant la cristallisation, des rassemblements de certains éléments pourront se produire : c'est ainsi que sont formées des enclaves mésocrates, riches en éléments ferromagnésiens, en forme de balles, qu'on trouve dans presque tous les granites et qui se distinguent des fragments de roches métamorphisées.

Certaines parties du massif granitique semblent parfois avoir été plus particulièrement sensibles à l'action des éléments fluorés ou borés de la fumerolle. Des faciès à muscovite ou à tourmaline se sont constitués soit en bordure, soit dans la masse du granite. Parce que la texture du granite est alors souvent telle qu'il semble que la muscovite ou la tourmaline soient les produits de la condensation de vapeurs, on dit souvent que les phénomènes qui ont provoqué ces faciès particuliers du granite sont des phénomènes de *pneumatolyse*. Fréquemment encore on voit que ces minéraux hydroborés ou fluorés se sont substitués à d'autres minéraux du granite : on dit alors qu'il y a eu *autopneumatolyse* du granite.

Certains massifs granitiques présentent en bordure une allure

particulière : la roche est porphyrique ; elle accuse deux temps de cristallisation ; elle est du type de ce que nous nommerons des *microgranites*. Elle est, à cet état, fréquemment *injectée* dans la masse des terrains qui avoisinent le granite.

L'observation des conditions de gisement du granite nous a conduits à faire l'*hypothèse de la digestion*, par les éléments actifs de la fumerolle, d'une masse de terrains préexistants : les roches basiques qui se trouvaient dans le granite représentaient des terrains essentiellement calciques ou magnésiens, tandis que le granite lui-même représentait un terrain primitivement silico-alumineux. Mais, à la vérité ne se pourrait-il concevoir qu'un granite pût résulter de la seule action d'une fumerolle sur un magma basique ayant la composition d'une péridotite ou d'un gabbro dont elle aurait épuisé les éléments ou dont elle se serait séparée, entraînant les matériaux nécessaires ? L'hypothèse est plausible ; elle se légitime du fait des passages des roches basiques au granite que nous avons, dans le cours de ces leçons, déjà suffisamment mis en évidence.

Il est possible de concevoir pour un magma granitique une dualité d'origine du même ordre que celle des autres roches que nous avons étudiées auparavant. Il est très vraisemblable en particulier que les granites pegmatoïdes unis aux norites de Sudbury soient le résultat de l'action d'une fumerolle sur un magma basique, et l'on peut concevoir que des granites en petit massif dont le mode de gisement paraît laccolitique ou filonnien ont une origine analogue ; mais il ne nous paraît pas possible d'interpréter ainsi les granites formant la matière des immenses massifs, recoupant les terrains, que l'on observe si souvent.

LES ROCHES DE FILONS

Elles furent injectées dans les cassures ou les joints de stratification des terrains, mais elles recoupent aussi des massifs éruptifs. La plupart d'entre elles sont des roches porphyriques à deux stades de consolidation : on les nomme des *microgranites*.

Les microgranites sont formés de phénocristaux de feldspaths, de quartz et d'un élément ferro-magnésien nageant dans une pâte cou-

Planche V

Fig. 1. — ***Microgranite à albite*** (vallée de la Meuse, Laifour, en Ardennes françaises). Phénocristaux d'albite, dans une pâte faite d'un mélange grenu d'albite et de quartz.

Gr.: 35 diamètres. Nicols croisés.

Fig. 2. — ***Aplite*** (Du massif granitique du Pelvoux, La Grave, en Dauphiné). Quartz et feldspath.

Gr.: 14 diamètres. Nicols croisés.

Fig. 3. — ***Granite laminé*** (Mareuil-sur-le-Lay), en Vendée. Morceaux brisés de quartz et de feldspath, dans une pâte de quartz et de séricite.

Gr.: 14 diamètres. Nicols croisés.

Fig. 4. — ***Micropegmatite*** (Des microgranites de Jersey)

Gr.: 32 diamètres. Nicols croisés.

Fig. 5. — ***Microgranite à aegyrine***, dit ***grorudite*** (Grorud. Norvège). Nombreuses aiguilles d'ægyrine.

Gr.: 24 diamètres. Lum. nat.

Fig. 1

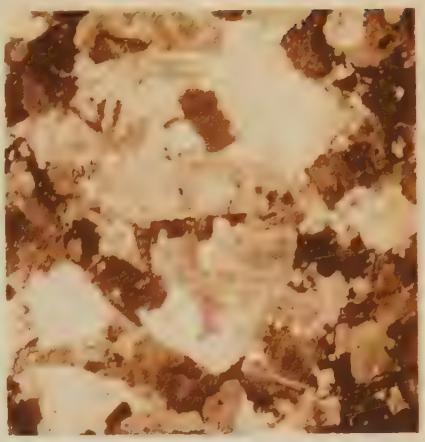


Fig. 2

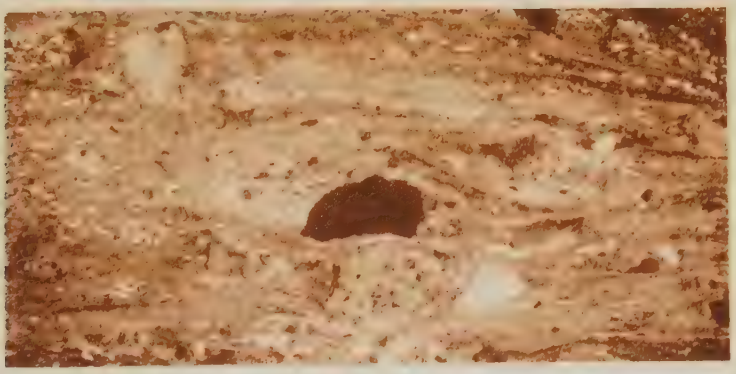


Fig. 3

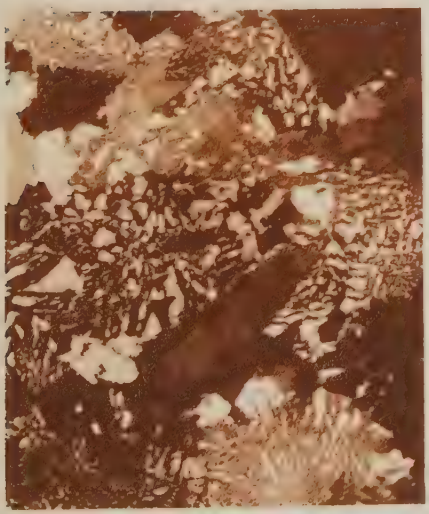


Fig. 4

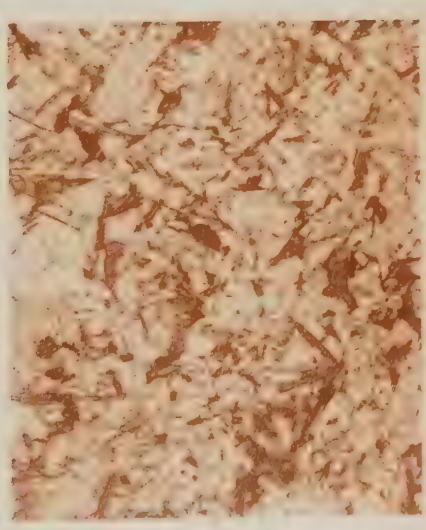


Fig. 5

stituée par les mêmes éléments. La texture de la pâte peut être *grenue* et de toutes les grosseurs de grain : depuis un grain visible à l'œil nu, granitoïde, jusqu'à un grain que seul le microscope décèle et qui se présente en lames minces comme l'élément d'une fine mosaïque de cristaux (Pl. V, fig. 1). La pâte peut être aussi formée de *micropegmatite*, c'est-à-dire d'un mélange à texture graphique de quartz et de feldspath discernable seulement au microscope (Pl. V, fig. 4). La micropegmatite se combine souvent au mélange grenu : dans ce cas elle environne les phénocristaux de quartz et de feldspath, et elle est elle-même formée soit d'un seul individu de feldspath (*micropegmatite auréolée*), soit de plusieurs individus (*micropegmatite à étoilement*), graphiquement pénétrés de quartz. On voit parfois la micropegmatite prendre une texture radiée, qui peut aller jusqu'à former un *sphérolite*. Dans leurs parties centrales les sphérolites ont l'air d'être constitués par un seul minéral fibreux qui s'éteint en long, de sorte qu'entre nicols croisés le sphérolite présente une croix noire ; mais sur les bords on voit le quartz et le feldspath s'individualiser. C'est très fréquemment l'orthose qui se trouve ainsi associée au quartz. On croyait jadis que le sphérolite, dont la composition globale est intermédiaire entre celles d'un feldspath alcalin et du quartz, était constitué par un minéral particulier auquel Rosenbuch avait donné le nom de *microfelsite*.

On voit encore dans la pâte de certains microgranites que le quartz, en menus cristaux, associé au feldspath, se comporte comme de petits globules, caverneux à la façon d'une éponge ; c'est le *quartz globulaire* des anciens auteurs (Pl. VI, fig. 5). Enfin la pâte des microgranites est parfois faite de petits cristaux de feldspaths affectant l'allure de microlites autour desquels de très fines micropegmatites ont cristallisé.

Dans toutes ces manières d'être du quartz et du feldspath l'élément ferromagnésien cristallise avec indifférence. Quant aux phénocristaux de quartz ils ont la forme de bipyramides hexagonales, et sont fréquemment corrodés.

VARIÉTÉS DES MICROGRANITES

Nous distinguerons minéralogiquement différents types de microgranites, d'après la nature des éléments ferromagnésiens qu'ils contiennent.

Il y a des microgranites à amphibole ou à pyroxène, avec ou sans biotite, et à biotite seule.

Les phénocristaux de ces roches se présentent à peu près de la même manière : ce sont cristaux d'orthose et d'albite, l'albite enveloppant parfois l'orthose, cristaux, de petites dimensions, de pyroxènes, d'amphibole ou de biotite, cristaux de quartz corrodés, parfois très gros, qui apparaissent au sein d'une pâte finement grenue ou faite de micropegmatite, elle-même chargée d'une seconde génération de minéraux ferro-magnésiens.

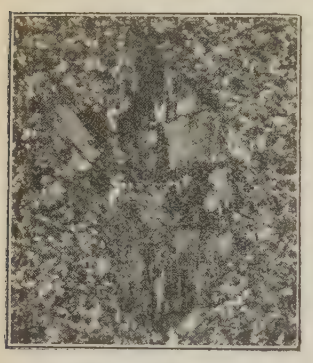


Fig. 70. — Albite de substitution des microgranites de la vallée de la Meuse (Ardennes françaises).

La teneur en SiO^2 des plus basiques de ces roches, qui sont alors amphiboliques ou pyroxéniques, oscille en général autour de 63 0/0 et leur teneur en CaO ne dépasse guère 4 0/0, les alcalis étant en moyenne dans la proportion de 8 0/0. Certains auteurs rattachent les roches ainsi constituées à la famille des *syénites*. Tel est le cas des filons porphyriques amphiboliques qui traversent les terrains anciens et les granites des Vosges.

Les microgranites qui ne contiennent que de la biotite comme élément ferro-magnésien sont moins calciques et plus siliceux ; leur teneur en CaO oscille autour de 1,5 à 2 0/0 et leur teneur en SiO^2 va de 66 à 73 0/0. La chaux qu'ils contiennent vient de leur feldspath calcosodique.

D'autres microgranites dans lesquels l'examen micrographique ne révèle aucun minéral calcique et dont l'analyse ne fournit, de ce fait, qu'une quantité de CaO inférieure à 1 0/0, sont particulièrement intéressants. Dans ces microgranites, les phénocristaux de feldspaths sont du microcline et de l'albite. Le microcline ne montre souvent que la seule macle répétée suivant g^1. Dans ce cas il est fréquemment albitisé, et l'albitisation est parfois si complète que dans certaines portions de la roche le feldspath potassique disparaît : on voit à la place de celui-ci une albite à macles courtes, *albite de substitution* (fig. 70). De l'albite en cristaux indépendants, *albite libre*, cristallise soit en dehors du microcline, soit en s'orientant sur ce minéral. Le microcline est alors presque toujours corrodé, et il en est ainsi du quartz, mais l'albite ne l'est

pas. La pâte de la roche est faite du mélange grenu ou microlitique d'albite, de quartz et de biotite. Le microcline ne se transforme pas seulement en albite ; il est parfois pseudomorphosé en quartz, en biotite, en muscovite.

Les proportions relatives des alcalis dans ces microgranites où le feldspath potassique peut être albitisé sont, en certains gisements, fonctions de l'intensité de l'albitisation. C'est ainsi que parmi les microgranites de la vallée de la Meuse, dans le Cambrien des Ardennes françaises, on peut trouver, dans le même gisement, des échantillons d'un *type normal* avec faible albitisation des microclines, qui contiennent 3,4 0/0 de K^2O et 4,1 0/0 de Na^2O, et d'autre part des types *à forte albitisation* où la potasse n'atteint que 0,3 0/0, tandis que la soude monte à 6,8 0/0. La potasse chassée du microcline par la substitution de l'albite se concentre en d'autres points de la roche sous forme de muscovite, et les proportions des alcalis sont alors respectivement de 5,4 de K^2O et 3,0 de Na^2O.

Les microgranites à microcline et albite, dans lesquels on peut observer ces phénomènes d'albitisation du microcline qui mettent en évidence la mobilité des alcalis dans leur magma en voie de cristallisation, se rencontrent très fréquemment. Ils affectent toujours l'allure de filons-couches. Ils sont très nombreux dans les schistes anciens de la vallée de la Meuse, en Ardenne, où ils sont associés à des roches vertes. On en trouve en Vendée, et sur la bordure sud-ouest du Massif central français : en cette région ils forment le petit massif de Génis, aux confins de la Corrèze et de la Dordogne. Une partie des roches que les auteurs allemands désignent sous le nom de *quarz-keratophyres* appartient à la même série.

Les proportions de SiO^2 de ces microgranites sont généralement élevées : elles dépassent 70 et atteignent parfois 80 0/0. Deux analyses permettront de juger de leur composition :

A. Microgranite des Dames de Meuse (près Laifour, Ardennes), type sans muscovite, à microclines roses peu albitisés.

B. Microgranite du même gisement, à microclines complètement albitisés.

	A	B
SiO^2	78,8	78,1
Al^2O^3	10,9	12,8
Fe^2O^3	1,5	1,7
CaO	0,5	0,6
MgO	0,8	0,7
K^2O	3,4	0,7
Na^2O	4,1	5,4
H^2O	0,6	0,5
Total	100,6	100,5

Les microgranites peuvent, ainsi que nous venons de le voir, contenir sporadiquement de la muscovite ; on trouve aussi parfois des microgranites qui sont essentiellement caractérisés par ce minéral : on les nommera *microgranites à muscovite*. Nous citerons comme exemple de ces roches celles qui forment un petit massif situé dans les Pyrénées, à proximité de la masse des roches volcaniques du Pic du Midi d'Ossay, en terrain carbonifère. Les phénocristaux de ce microgranite sont du microcline, de l'albite, de la muscovite et de la biotite ; la pâte est un mélange de petits microlites d'albite et de menus grains de quartz. La roche accuse à l'analyse 4,5 de K^2O, 3,7 de Na^2O et 76,5 de SiO^2.

Citons, pour terminer, les microgranites que caractérise un élément ferromagnésien alcalin. Ce sont les *microgranites à riébeckite* et les *microgranites à aegyrine* ; on appelle parfois *païsanites* les premiers, et *grorudites* les seconds (Pl. V, fig. 5).

Les microgranites à aegyrine sont répandus dans la région de Christiania où ils forment de petits filons caractérisés microgra-phiquement par le développement de cristaux aciculaires d'aegyrine, à la fois comme phénocristaux et comme éléments de la pâte. Leurs feldspaths sont des microclines associés à l'albite, en microperthites, et des orthoses sodiques. Les filons de ces roches sont parfois complexes et la composition chimique en est variable du centre aux salbandes. L'analyse suivante est celle d'une roche qui forme le centre d'un filon de Grorud.

SiO^2	TiO^2	Al^2O^3	Fe^2O^3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na^2O	K^2O	Total
70,15	0,65	10,60	5,77	1,74	0,52	0,35	0,72	5,30	4,09	99,89

Les éléments minéraux réels se répartissent de la manière suivante :

Aegyrine	22,5
Albite	29,5
Orthose	24,0
Quartz	23,0
Apatite, Zircon, etc.	0,5

Certains types de ces roches contiennent une proportion de zircone et d'oxyde cérique relativement forte qui se révèle par la présence d'un silicozirconate de soude, de chaux et d'oxyde céririque, l'*eucolite*. A. Lacroix a signalé des roches intéressantes de ce type qui forment dans le nord-ouest de Madagascar des filons traversant les calcaires mésozoïques métamorphisés par les granites à aegyrine et à riébeckite. Il les a nommées *fasibitikites* ; ce sont les équivalents filoniens des granites à aegyrine de l'îlot de Rockall ; elles sont caractérisées par l'abondance des aiguilles d'aegyrine, en cristaux idiomorphes que moulent tous les autres éléments.

Toutes les roches filoniennes qu'on peut rapporter à la famille des granites ne sont pas porphyriques : il en est d'aplitiques. Nous avons parlé, à propos des granites, des aplites qui en recoupent les massifs ; mais on en trouve aussi indépendamment de tout massif granitique. C'est le cas des aplites de la rade de Brest, décrites par Ch. Barrois. Elles forment des filons-couches et se trouvent non loin d'ailleurs de petits massifs de microgranites.

Les aplites filoniennes dont les éléments sont si finement cristallisés que la roche présente une apparence compacte étaient jadis désignées sous le nom d'*eurite*. Ce qu'on appelle parfois *microgranulite* n'est autre chose qu'un microgranite. Le nom d'*elvan* fut donné à des microgranites à mica blanc intimement liés aux gîtes stannifères de Cornouaille.

PHÉNOMÈNES DE CONTACT ET ORIGINE DES MICROGRANITES

En général les microgranites n'exercent sur les terrains qui les encaissent qu'une action très faible. Si des schistes sont au contact, ils ont été durcis. On peut en outre observer dans quelques cas particuliers (microgranites ardennais) que sur une zone très étroite les schistes sont chargés de quelques cristaux de quartz et d'albite. En certains gisements ces mêmes microgranites touchent à des microdiorites. Dans une zone avoisinant le contact ils ont produit dans ces roches du mica biotite et dans certains cas des cristaux d'albite et de quartz. La roche basique s'est enrichie en potasse comme le montrent les dosages suivants opérés sur des portions de roche chargées de biotite.

	K^2O	Na^2O
Microdiorite normale	0,6	3,4
Type pauvre en biotite. . . .	0,95	3,1
Type riche en biotite	1,5	3,4

D'ailleurs la production des cristaux d'albite et de quartz en d'autres parties de la roche implique en outre un enrichissement de la microdiorite en soude et en silice.

Tous ces éléments sont précisément ceux dont nous avons constamment marqué l'action dans l'étude des différentes familles de roches que nous avons déjà faite. Qu'ils puissent émaner du magma du microgranite, cela ne peut nous surprendre puisque nous avons saisi dans le microgranite lui-même leur particulière mobilité. Ces éléments qui émanent du microgranite représentent la fumerolle dont nous avons parlé à propos des granites : ils ne se distinguent guère des éléments propres du microgranite qui peut en somme être considéré comme cette fumerolle même unie à un élément ferromagnésien. Nous concevons qu'ils pourraient s'incorporer à des matériaux ferromagnésiens et calciques puisque nous avons vu que leur action pouvait modifier une roche dioritique. Ainsi se formeraient divers types de roches intermédiaires, suivant l'intensité de l'action, entre des types basiques et des types acides. On peut trouver réunis dans les mêmes filons ces types acides et basiques : on donne alors parfois à leur masse le nom de *filons mélangés* (gemischte Gänge, des auteurs allemands).

La fumerolle du microgranite est elle une fumerolle émanée d'un granite, et le microgranite n'est-il lui-même qu'une manière d'être du granite dont le magma, injecté dans les fentes des terrains, s'est consolidé dans des conditions particulières ; ou bien a-t-elle comme la fumerolle active du granite une origine profonde, et le microgranite, indépendant de toute masse granitique, doit-il être considéré comme une fumée qui s'est chargée sur son passage des éléments ferromagnésiens dont elle pouvait se saturer et qui s'est condensée en certaines places ; c'est à quoi il est impossible de répondre d'une manière générale ?

Il y a des microgranites qui s'expliquent de la première manière et d'autres qui s'expliquent de la seconde : les microgranites qu'on trouve en bordure des massifs granitiques dérivent sans aucun doute de ces massifs ; mais ceux qui, comme les microgranites de l'Ardenne, sont éloignés de tout massif de granite semblent bien s'être formés d'une manière indépendante.

Parce que le plus souvent elles ont coulé comme un fluide on dit de ces roches qu'elles sont des *rhyolites*. Elles forment des nappes de laves ; mais on les trouve aussi en dykes, restes des appareils éruptifs anciens qui les ont émis, et parfois en dômes. Il en est de couleurs variées : les rhyolites anciennes sont généralement rouges ou rosées, parfois jaunes, et les rhyolites récentes, noires, grises, d'un gris pourpré et blanches. Fréquemment les couleurs alternent, et la roche prend un aspect rubané qui peut déceler, par le contournement ou l'étirement des zones diversement colorées, une texture fluidale.

Il y a des rhyolites sans phénocristaux ou qui n'en contiennent que fort peu, et de tout petits, et des rhyolites largement porphyriques. Leur pâte est vitreuse, ou semi-vitreuse, parfois holocristalline.

Comme les microgranites, elles peuvent être caractérisées par les éléments ferromagnésiens qu'elles contiennent. Il y a des rhyolites calco-alcalines, à hornblende, à augite ou diopside, à biotite, plus rarement à hypersthène, et ces minéraux peuvent coexister. Il y a des rhyolites, dites alcalines, à riébeckite, à aegyrine, et des rhyolithes, peu ou pas calciques, à albite et biotite. Il n'y a pas à proprement parler de rhyolites à muscovite.

Les phénocristaux de quartz ont la forme $pe^1/_2$. Rarement leurs arêtes sont vives ; ils sont presque toujours corrodés. Les phénocristaux d'orthose sont, dans les types de rhyolites récentes, constitués par la variété vitreuse dite sanidine. Les phénocristaux d'orthose des rhyolites anciennes sont fréquemment transformés en fer oligiste, et c'est d'ailleurs à de menues paillettes de ce minéral qu'est due la couleur rouge des rhyolites. L'anorthose caractérise les rhyolites à métasilicates sodiques. Les phénocristaux de plagioclases sont en général de l'albite ou de l'oligoclase ; ils n'atteignent une plus grande basicité que dans les types de rhyolites à pyroxènes calciques mais non alcalins.

La pâte est un verre plus ou moins dévitrifié. On y voit des microlites de feldspath, le plus souvent d'orthose, allongés suivant pg^1 et qui se sont plus vite accrus périphériquement que au

Planche VI

Fig. 1. — ***Obsidienne acide*** (Lipari). Verre chargé d'inclusions marquant la texture fluidale.

Gr.: 10 diamètres. Lum. nat.

Fig. 2. — ***Perlite*** (Meissen, Saxe). Fissures de retrait dans un verre, tendant à isoler de petites masses en forme de perles. En haut de la figure, un cristal de feldspath.

Gr.: 11 diamètres. Lum. nat.

Fig. 3. — ***Pyroméride*** (Jersey). Sphérolites de quartz et de feldspath.

Gr.: 10 diamètres. Nicols croisés.

Fig. 4. — ***Rhyolite sphérolitique*** (Eftermatten, près le Hohwald, Vosges). Sphérolites quartzofeldspathiques et microlites d'orthose.

Gr.: 11 diamètres. Nicols croisés.

Fig. 5. — ***Rhyolite à quartz globulaire*** (Eftermatten). Phénocristaux de quartz profondément corrodés, dans une pâte de feldspath et quartz globulaire.

Gr.: 31 diamètres. Nicols croisés.

Fig. 6. — ***Rhyolite dévitrifiée*** (Jersey). Prénocristaux de quartz et de feldspath, dans une pâte à texture fluidale.

Gr.: 12 diamètres. Nicols croisés.

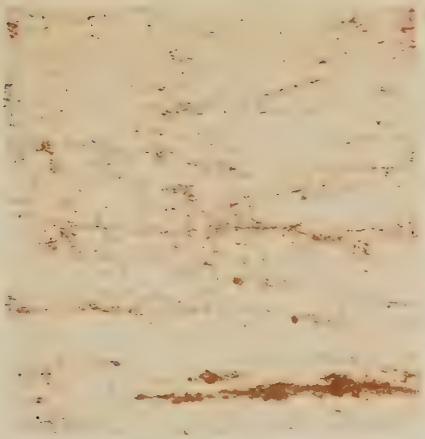


Fig. 1

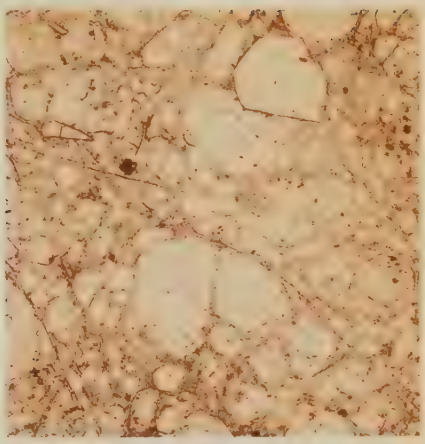


Fig. 2

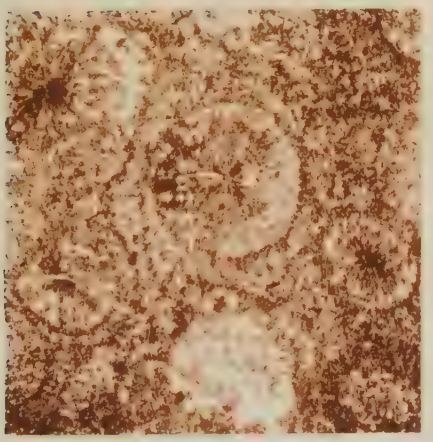


Fig. 3

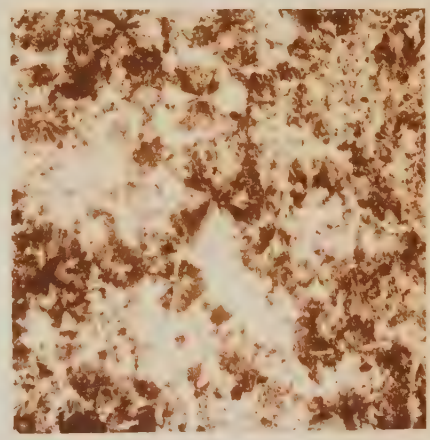


Fig. 4

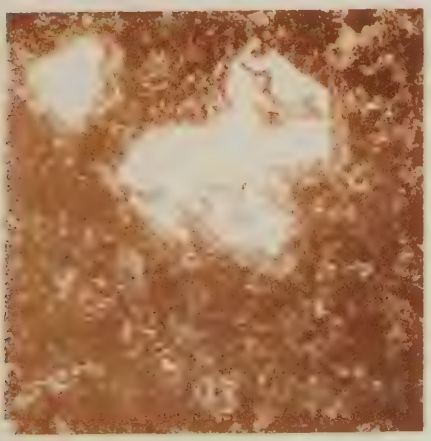


Fig. 5

Fig. 6

centre dans la direction de l'allongement, de sorte que certaines sections présentent un aspect fourchu. De l'albite est associée à l'orthose, en fines microperthites.

Les microlites sont généralement noyés dans une masse de sphérolites. Ceux-ci peuvent atteindre de grandes dimensions : souvent la taille d'un poing, et jusqu'à 25 centimètres de diamètre. On donne le nom de *pyromérides* (Pl. VI, fig. 3) aux rhyolites constituées par un amas de sphérolites visibles à l'œil nu. On trouve des sphérolites à la fois dans des types holocristallins dont la texture passe à celle de la micropegmatite, et dans des types presque entièrement vitreux.

Ainsi qu'il a été mis en évidence par A. Michel-Lévy dans une étude sur la rhyolites de l'Esterel il y a divers types de sphérolites : les uns correspondent à de fines micropegmatites d'orthose et de quartz où domine soit l'orthose, soit le quartz ; d'autres, et ce sont les plus gros, sont formés par des fibres d'orthose, se ramifiant et simulant des arborisations, qui baignent dans du quartz ; d'autres enfin, qui sont de très petite taille, sont faits de fibres rectilignes d'orthose et d'une variété de silice fibreuse, la quartzine. Le quartz globulaire se trouve aussi comme élément de la pâte des rhyolites.

On trouve parfois dans les rhyolites des cavités à structure écailleuse souvent allongées dans le sens du rubannement de la roche, auxquelles a été donné le nom de *lithophyses*. Elles sont hérissées de cristaux produits par voie pneumatolitique, orthose, quartz, tridymite, fayalite (péridot ferreux), topaze, grenat mélanite, tourmaline. L'origine pneumatolitique de ces minéraux est incontestable, ainsi que l'a fait remarquer A. Lacroix, car la topaze, le grenat, la tourmaline sont détruits par les hautes températures, et le quartz et la fayalite ne pourraient être produits ensemble par fusion ignée. Les lithophyses qui furent, à l'origine, des cavités sont donc dans certains types vitreux les parties les plus cristallines de la roche et la cristallisation par voie pneumatolitique peut se développer au point que la rhyolite acquiert une texture bréchoïde.

Des rhyolites essentiellement vitreuses, mais parfois porphyriques, et souvent sphérolitiques, prennent des aspects variés suivant les proportions d'eau qu'elles contiennent.

Les *pechstein*, d'éclat gras comme la poix, contiennent une proportion d'eau supérieure à 3 0/0 et qui peut atteindre 8 0/0. Il en

est de porphyriques, et d'autres qui sont complètement vitreux ou ne contiennent que quelques microlites. Leurs éléments sont parfois assez basiques : les feldspaths, d'aspect vitreux, vont du labrador à l'anorthite ; et l'on y trouve de l'augite, des pyroxènes rhombiques et même de l'olivine ; malgré cela leur teneur en SiO^2 est toujours élevée, dépassant 70 et atteignant 77 0/0. On trouve dans les pechstein des microlites qui s'associent de manière à figurer diverses arborisations ; les pechstein de l'île d'Arran sont, à ce point de vue, classiques.

Les *perlites* contiennent entre 3 et 1 0/0 d'eau. Elles sont caractérisées par des cassures qui suivent des surfaces sphériques et qui correspondent à un retrait de la roche (Pl. VI, fig. 2) ; elles isolent parfois des perles. Les *obsidiennes* sont des verres anhydres, généralement de teinte foncée parce qu'elles contiennent des carbures d'hydrogène (Pl. VI, fig. 1). La *ponce* est une obsidienne soufflée.

Après s'être consolidé, le verre de certaines rhyolites se dévitrifie : il se produit à sa place un aggrégat de cristaux de quartz et des sphérolites de silice fibreuse (quartzine ou calcédonite). Comme l'a très bien mis en évidence A. Michel-Lévy ces formations, quand on les observe dans les perlites, se montrent nettement secondaires et postérieures au retrait perlitique. Des chlorites se produisent aussi d'ailleurs à partir des fentes.

Chimiquement les rhyolites sont toujours très riches en silice ; leur teneur moyenne en cet élément est de 72 à 74 0 0, mais il en est qui atteignent et dépassent même 88 0 0. La proportion de CaO des types calco-alcalins ne dépasse guère 1,5 0/0, n'atteint pas en général 1 0/0 dans les types alcalins mais se maintient le plus souvent au-dessous de 0,5 0/0. Les alcalis dans les types calco-alcalins sont dans la proportion de 7 à 8 0 0, et c'est aussi la proportion dans les types peu ou pas calciques sans pyroxènes ou amphiboles alcalines, mais avec prédominance de la soude sur la potasse. Dans les types franchement alcalins qui contiennent des amphiboles ou des pyroxènes sodiques les proportions de soude varient de 4 à 7,5 0/0, les proportions de potasse de 2,5 à 5,5 0/0, l'ensemble des alcalis restant compris entre 10 et 11 0/0. Les rhyolites alcalines sont d'une manière générale plus siliceuses que les rhyolites calco-alcalines.

A titre d'exemples, analyses :

A. Obsidienne récente de l'Obsidian Cliff (Yellowstone).

B. Rhyolite ancienne du Rosskopf (vallée d'Andlau, Vosges).

C. Pyroméride de la coulée des Défends (St-Raphaël, en Esterel).

	A	B	C
SiO^2	74,70	78,20	88,40
Al^2O^3	13,72	11,59	4,85
Fe^2O^3	1,01	1,38	1,61
FeO	0,62	0,30	—
MgO	0,14	0,33	0,39
CaO	0,78	1,11	—
Na^2O	3,90	4,25	0,54
K^2O	4,02	3,92	2,45
H^2O	0,62	0,84	1,30
Total	99,91	101,92	99,54

On a donné aux rhyolites beaucoup de noms divers. On désigne sous le nom de *liparites* des rhyolites qui ont peu ou pas de phénocristaux, et sous le nom de *névadites* celles qui présentent des phénocristaux largement développés. Les *porphyres pétrosiliceux* sont de vieilles rhyolites à pâte fine et compacte, dont la cassure est esquilleuse. Les *quarz-porphyres* des auteurs allemands sont d'anciennes rhyolites porphyriques. Les *vitrophyres* sont des rhyolites vitreuses à verre riche en eau. Les *quarz-kératophyres* sont, *pro parte*, des rhyolites peu ou pas calciques, sodiques mais sans pyroxènes ou amphiboles alcalines. Les *pantellérites* sont, *pro parte*, des rhyolites à aegyrine ou à augite aegyrinique ; les *comendites* des rhyolites à aegyrine et arfvedsonite ou riébeckite. On a jadis désigné sous le nom d'*argilolithes* ou d'*argilophyres* des rhyolites très décomposées.

GISEMENT DES RHYOLITES

Les rhyolites forment principalement des coulées, qui recouvrent souvent une surface considérable et qui s'étendent alors en nappes. Citons comme exemple les rhyolites permiennes des Vosges dont les nappes se sont étendues tant au nord du massif vosgien que sur la Forêt noire. C'est encore à l'époque permienne qu'il faut rapporter les éruptions rhyolitiques de l'Esterel dont les types variés vont d'un *porphyre amarante* riche en phénocristaux à des pechstein et pyromérides.

Des rhyolites vitreuses ou sphérolitiques ont été les premières laves émises par le massif volcanique du Mont-Dore à l'époque tertiaire (Miocène) : elles couvrent le flanc méridional de la Banne d'Ordanche.

On peut observer au nord de Lipari une coulée de rhyolite vitreuse sortie d'un cône de projection volcanique égueulé : il s'agit peut-être de la plus récente coulée rhyolitique, car il n'en émane actuellement d'aucun volcan en activité.

Nous ne pouvons passer sous silence les immenses champs de rhyolites américaines qui s'étendent sur plusieurs milliers de kilomètres carrés, en particulier ceux du Yellowstone, où la puissance totale des coulées de rhyolites peut atteindre 600 mètres ; certaines d'entre elles comme celle de l'Obsidian Cliff pouvant être épaisse de 60 mètres. Les éruptions en sont d'âge miocène et pliocène. On attribue à des actions solfatariennes qui succédèrent aux éruptions, et dont les geysers actuels seraient la dernière manifestation, la transformation, en certains points, des rhyolites en argilolites.

A la même époque avaient lieu dans la Sierra Madre occidentale, au Mexique, des éruptions rhyolitiques dont la puissance des produits émis semble atteindre jusqu'à 1000 mètres.

Citons enfin, comme exemple de gisement de rhyolites alcalines, l'Est africain où, dans la région de la côte des Somalis, les études d'Arsandaux ont montré l'existence de grandes nappes de pantellérites associées à des venues basaltiques. L'émission de ces nappes n'est pas, avec précision, datée : on sait seulement qu'elle est postérieure au jurassique moyen.

DE L'ALTÉRATION ET DES TRANSFORMATIONS DES ROCHES DE LA FAMILLE DES GRANITES

Dans nos régions, en pays de climat tempéré, à partir de la surface du sol, sur une épaisseur qui parfois atteint de 15 à 20 mètres les granites se désagrègent. Les minéraux constituants de ces roches ne sont plus liés entre eux : la roche devient une *arène*. La désagrégation se produit à partir des joints qui en tous sens traversent généralement les massifs granitiques. En gagnant la

masse de la roche à partir d'un jeu de joints la désagrégation isole dans le granite des portions sphéroïdales qui ne sont pas encore désagrégées. A ce point, si l'arène déjà formée vient à être enlevée, par l'effet d'un certain phénomène physique, des balles de granite s'isolent. S'appuyant l'une sur l'autre elles forment les classiques *chaos* ou *rochers perchés* qui rendent célèbres certains pays granitiques.

Cette désagrégation du granite peut se faire dans une roche fraîche. L'eau qui imbibe la roche et qui circule dans les joints en est la cause. Les minéraux de l'arène d'un granite diffèrent à peine de ceux de la roche fraîche : les micas biotite ont pris une teinte plus mordorée et sur leurs bords des hydrates ferriques se sont faits à leurs dépens ; les feldspaths se sont *troublés* et s'ils étaient légèrement teintés d'oxyde de fer, cet élément tend à s'isoler par place ; ils présentent parfois un aspect poussiéreux ; ils deviennent friables mais leurs morceaux restent durs ; le quartz ne subit aucun changement.

Si l'on examine au microscope les feldspaths devenus troubles, on voit que leur trouble est dû à la présence d'une grande quantité de minuscules inclusions non cristallines dont il est impossible de préciser la nature mais qui ressemblent à des inclusions fluides. Il y a tout lieu de penser que ces inclusions correspondent à des points où le feldspath, par hydrolyse, fut décomposé : l'hydrolyse elle-même, puis l'hydratation des éléments libérés, provoquèrent dans la masse du feldspath des variations de tension qui jointes à la décomposition des micas sur leurs bords, furent la cause de la désagrégation de la roche. La décomposition des feldspaths ne s'est produite qu'aux points marqués par les inclusions ; partout ailleurs le feldspath est intact, ou du moins se trouve dans le même état que dans la partie de la roche non désagrégée.

Nous n'avons pas de données précises sur les changements chimiques qui se sont produits dans la roche désagrégée par rapport à la roche fraîche. Des analyses de Merrill semblent mettre en évidence l'élimination, dans un granite « décomposé », d'une quantité d'alcalis qui rapportée à l'alumine éliminée est supérieure à la quantité de cet élément qui correspond aux alcalis mêmes dans la formule d'un feldspath, et d'autre part l'élimination d'une quantité de silice assez importante pour saturer les bases éliminées comme elles le sont dans les minéraux d'où elles sont

issues ; d'où l'on peut conclure que le lessivage par les eaux d'un granite décomposé respecte la plus grande partie de l'alumine libérée, qui restera sur place, tandis que la silice et les bases seront éliminées. Cette alumine, à l'état d'hydrate probablement colloïdal, forme les inclusions des feldspaths : nous ne croyons pas que ceux-ci soient *kaolinisés*, ainsi qu'on le dit très fréquemment.

Nous dirons, en traitant des roches sédimentaires, à propos des *latérites*, comment sont atteintes les roches granitiques dans les pays tropicaux.

La *désagrégation* n'atteint le granite que dans une faible zone, à partir de la surface ; mais la roche conservant sa cohésion, peut être *altérée*, en profondeur, dans tout le massif.

Les caractères de l'*altération en profondeur* sont les suivants : les micas biotites sont le plus souvent complètement chloritisés ; ils exsudent le titane qu'ils contenaient sous forme de rutile ou d'anatase ; le rutile en fines baguettes s'oriente sur la chlorite qui garde d'ailleurs même forme extérieure et même direction de clivage que la biotite dont elle tient la place. Dans certains cas les micas biotites se transforment en séricite, exsudant encore leur titane sous forme de rutile ou d'anatase. Les feldspaths potassiques sont peu ou pas atteints par l'altération ; ils se troublent parfois comme les feldspaths des granites désagrégés, mais sans prendre l'aspect poussiéreux, et leurs propriétés optiques sont toujours facilement déterminables. Les feldspaths sodiques ou calcosodiques se chargent de fines paillettes de séricite qui arrivent à les envahir complètement. Le quartz ne subit aucun changement.

Si la roche a été soumise à des actions dynamiques avant son altération on constate que la séricite se développe à la fois dans les feldspaths calcosodiques et sodiques, et en dehors de ceux-ci dans les cassures de tous les minéraux de la roche. Si les actions dynamiques se firent sentir sur la roche altérée on voit qu'il s'est formé, aux dépens des feldspaths sériciteux, des *traînées sériciteuses* qui enveloppent quartz et feldspaths potassiques brisés : le granite dynamisé et altéré prend une structure porphyroïde et schisteuse.

Si les phénomènes dynamiques subis par le granite sont particulièrement intenses il se produit un *laminage* de la roche qui peut aller jusqu'à lui donner une structure rubanée (Pl. V, fig. 3).

On voit au microscope que de très fines paillettes de séricite sont étirées autour de grains de feldspaths et de quartz : telle est la roche à laquelle Lapworth donna jadis le nom de *mylonite*.

Les granites ainsi transformés et altérés en profondeur peuvent être soumis en plus à une altération en surface. Aucune désagrégation arêniforme ne se produit alors, car la séricite constitue un lien élastique entre les particules minérales dures ; mais une altération plus intense qu'en profondeur peut atteindre les feldspaths potassiques qui prennent alors l'aspect poussiéreux.

Toutes les roches de la famille du granite s'altèrent de cette manière ; en particulier les microgranites qui ont, plus que les granites massifs, tendance à se transformer en roches porphyroïdes schisteuses.

Certaines rhyolites à pâte primitivement vitreuse deviennent des roches sériciteuses. Tel est le cas de la *blaviérite* de la Mayenne, qui n'est autre qu'une coulée de rhyolite contemporaine de la base du Culm : dans cette roche, les biotites elles-mêmes sont transformées en séricite.

Les roches de la famille du granite, chargées de séricite, se sont enrichies en potasse : les microgranites de Genis, en Corrèze, très sériciteux par place, montrent, à l'analyse chimique, qu'un type peu altéré, dont la perte au feu est inférieure à 1 0/0, contient une proportion de potasse comprise entre 5,8 et 5,4 0/0 et une proportion de soude comprise entre 2,3 et 3,1 0/0, tandis qu'un type très sériciteux, dont la perte au feu est égale à 4 0/0, contient 7,1 0/0 de potasse contre 1,9 0/0 de soude.

La *séricitisation* des granites, en profondeur, n'est pas toujours nécessairement intense. Il y a des granites qui bornent leur altération à la transformation des biotites en chlorite et qui gardent la petite quantité de potasse éliminée sous forme de quelques lamelles de séricite dans les plagioclases. Tel est le cas de la *protogine* des Alpes.

Les altérations des roches de la famille du granite que nous venons de décrire ne sont pas les conséquences des phénomènes qui ont provoqué ou accompagné leurs mises en place. Si elles dépendent de la constitution minéralogique de la roche, elles ne sont pas liées à la genèse de sa matière. Il n'en est pas de même de certaines transformations qui atteignent les minéraux constitutifs de ces roches et auxquelles ils sont prédestinés du fait des conditions particulières dans lesquelles ils se sont trouvés immé-

diatement après la consolidation de la roche et parfois même avant que celle-ci fût entièrement consolidée. Les actions pneumatolitiques, qui produisent dans les granites des minéraux borés ou fluorés aux dépens des minéraux purement alcalins, sont une des causes des transformations de ce type. Aux yeux de certains auteurs elles agissent parfois de telle manière que les alcalis des silicates de la roche sont complètement chassés et que se forment des *kaolins* constitués par l'espèce minérale connue sous le nom de *kaolinite* et par le quartz primitif de la roche. D'autres auteurs attribuent la formation des *kaolins* aux dépens des granites à des actions secondaires qui se font sentir dans la masse même du granite, au-dessus du niveau hydrostatique, dans ce qu'on nomme la zone de cémentation, et qui sont liées originellement aux venues hydrothermales.

C'est à des actions pneumatolitiques qu'il faut encore attribuer la transformation en fer oligiste du feldspath potassique dans beaucoup de rhyolites.

De toutes ces altérations résultent d'importants changements dans les manières d'être des roches de la famille du granite. Les seules actions mécaniques qui parfois se font sentir sur des massifs entiers de granite ou sur des zones de ces massifs, sans provoquer de profondes altérations, sont aussi de nature à modifier considérablement l'allure de la roche.

Quand ces actions n'ont pas été trop intenses on reconnaît encore le granite, mais dont les feldspaths sont brisés, dont les micas sont étirés, et dont les quartz, brisés ou tordus, ont pris en lames minces des extinctions onduleuses : on dit que la texture d'une telle roche est *cataclastique*. Mais la roche peut être parfois assez broyée pour qu'il soit difficile ou impossible de reconnaître l'arrangement primitif de ses éléments : par extension du sens du terme *mylonite* beaucoup de géologues appellent actuellement les roches de ce type *formations mylonitiques* et même *mylonites*.

DEUXIÈME GROUPE

V. — LES FAMILLES DES MONZONITES ET DES SYÉNITES

Des péridotites aux granites, nous avons été conduits par des roches dans lesquelles le quartz, élément d'abord sporadique, devenait élément essentiel. Du feldspath alcalin, en petite quantité tout d'abord, accompagnait souvent le quartz ; puis, chargeant la roche en abondance, en même temps que croissaient les proportions de quartz, il motivait minéralogiquement la classe des granites. Que le quartz, au lieu de devenir abondant, reste un élément sporadique ou même ne s'individualise pas, tandis que les cristaux de feldspaths alcalins deviennent assez nombreux pour caractériser la roche, nous aurons en celle-ci une *monzonite* ou une *syénite* : *monzonite* si les feldspaths calcosodiques, relativement basiques, sont à peu près dans les mêmes proportions que les feldspaths alcalins ; *syénite*, si ces derniers seuls existent ou prédominent largement sur les feldspaths calcosodiques, généralement acides.

Monzonites et syénites, qui peuvent contenir un peu de quartz, pourront, d'autre manière, être caractérisées par un déficit de silice sur la quantité qui conviendrait aux éléments alumino-alcalins pour s'individualiser entièrement à l'état de feldspaths : une petite quantité d'un feldspathoïde pourra donc être produite, et il se formera des types à néphéline ou à leucite. Ce que nous exprimerons d'une manière générale en disant que si, d'une part, les monzonites et syénites peuvent passer, par des monzonites quartzifères et par des syénites quartzifères, aux granites, elles peuvent aussi, d'autre part, passer aux roches de la famille des syénites néphéliniques.

ROCHES DE MASSIFS

LES MONZONITES

Elles sont nécessairement calco-alcalines. Leurs feldspaths calcosodiques, dont les cristaux sont presque toujours zonés, oscillent soit autour de l'andésine, soit autour du labrador. Les feldspaths alcalins sont représentés par l'orthose qui, toujours, moule les feldspaths calcosodiques. Les éléments ferromagnésiens sont de l'augite, de la hornblende commune et de la biotite. En fait d'éléments accessoires il y a, dans ces roches, beaucoup d'apatite, çà et là des zircons, de la magnétite et du sphène. La texture est grenue, mais avec une certaine tendance à la texture intersertale ; le grain, plus ou moins développé, est toujours bien visible à l'œil nu.

Chimiquement, les monzonites se caractérisent par une teneur à peu près égale en chaux et en alcalis. Tel est le cas du type normal de la monzonite de la région de l'Alpe de Monzoni, près de Predazzo, dans le Tyrol méridional, dont mon père a jadis montré l'intérêt pétrographique et qu'il *nomma*, le premier, comme nous faisons actuellement. En voici l'analyse :

SiO^2	TiO^2	Al^2O^3	Fe^2O^3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na^2O	K^2O	H^2O	P^2O^5
52,64	1,10	14,96	4,44	5,63	0,22	3,92	7,82	3,82	3,98	1,17	0,27

Total : 99,97.

Dans les types à quartz, les proportions de silice montent en même temps que les proportions de chaux diminuent : dans les types nettement quartziques, la silice atteint 68 0/0 ; dans les types néphéliniques elle baisse à 45 0/0.

LES SYÉNITES

Dans les monzonites, l'orthose, bien qu'abondante, est subordonnée aux feldspaths calcosodiques : ceux-ci forment en quelque sorte l'armature de la roche. Dans les syénites, au contraire, le feldspath alcalin, orthose, anorthose ou microperthite d'orthose

et d'albite, constitue l'élément dominant ; il peut d'ailleurs coexister avec des feldspaths calcosodiques dont le type est généralement acide, mais il peut être aussi le seul feldspath de la roche.

Le premier cas est réalisé dans ce qu'on pourrait appeler les *syénites communes*. Ces roches sont constituées par de la hornblende commune, de l'orthose, et un peu d'oligoclase ; elles contiennent du sphène en abondance, et l'on y voit aussi de la magnétite et de l'apatite. On peut en donner comme exemple la syénite de Plauen, en Saxe ; belle roche à orthoses rougeâtres aplaties suivant g^1, et à amphibole d'un vert foncé, dont certains faciès de variation sont très feldspathiques et d'autres très amphiboliques. La roche normale contient environ 32 0/0 de hornblende et 68 0/0 de feldspaths, abstraction faite des éléments accessoires.

Le syénite de Bielle, en Piémont, est à peu près du même type ; en voici l'analyse :

SiO^2	TiO^2	Al^2O^3	Fe^2O^3	FeO	MgO	CaO	Na^2O	K^2O	H^2O	P^2O^5	Total
59,37	0,26	17,92	6,77	2,02	1,83	4,16	1,24	6,68	0,38	0,58	101,21

Aux syénites communes se rattachent des syénites micacées qui n'en sont d'ailleurs, le plus souvent, qu'un faciès de variation ; elles sont généralement chargées de quartz et passent aux granites.

Le second cas est réalisé par tout un groupe de syénites qu'on nomme souvent *syénites alcalines* à cause de la haute prédominance de leurs feldspaths alcalins, mais qui ne laissent pas de contenir de la chaux, et souvent en quantités aussi fortes que les syénites communes. Cette chaux, au lieu d'être fixée sous la forme de feldspath calcosodique, entre dans la composition d'un pyroxène : nous ne nous étonnerons pas, en ce cas, de trouver la roche plus alumineuse qu'une syénite commune de même teneur en chaux.

C'est précisément le fait de la *laurvikite* ; syénite à grands cristaux d'orthose ou de microcline groupés avec l'albite en fines microperthites, et auxquels la réflexion de la lumière sur des plans de séparation $a^1/_7$ et $a^1/_8$ donne des reflets bleus chatoyants. La forme de ces cristaux de feldspaths est celle de l'*orthose adulaire* des fentes des gneiss et des micaschistes, soit mpa^1. Les éléments essentiels qui accompagnent le feldspath sont

une augite titanifère, du diopside, de l'augite ægyrinique, de la barkévicite et une biotite riche en fer.

La *pulaskite* et la *nordmarkite* sont peu calciques. Leurs éléments colorés sont de la barkévicite et parfois une biotite riche en fer, plus abondamment répandus dans la pulaskite que dans la nordmarkite. Leurs éléments blancs sont de l'orthose ou de l'anorthose unies à l'albite ; mais alors que la nordmarkite est constamment quartzique, la pulaskite contient parfois de la néphéline et passe de cette manière aux syénites néphéliniques.

La laurvikite, la nordmarkite et la pulaskite sont des syénites leucocrates. Il est des types riches en éléments ferromagnésiens qui sont de caractères mélanocrates, et dont l'alcalinité disparaît en même temps que la teneur en chaux se fait importante par suite de l'abondance de pyroxènes calciques. Ainsi en est-il de la *shonkinite* dont le type, pris au Montana (États-Unis), est riche en augite et contient en outre de l'olivine et de la biotite. Ses éléments blancs sont encore des feldspaths alcalins (anorthose et orthose) unis à de la néphéline et de la sodalite. Elle est, de par sa composition chimique, fort éloignée des syénites alcalines et se rapproche plutôt des *théralites* ; mais elle présente avec les syénites des parentés génétiques étroites.

Analyses. — A. Laurvikite, de Laurvig (Norvège) ;
B. Nordmarkite, de Christiania ;
C. Pulaskite, de Salem neck, Essex County, Massachusset ;
D. Pulaskite, de Square Butte (Montana) ;
E. Shonkinite, » »

	A	B	C	D	E
SiO^2	58,88	68,04	63,71	56,45	46,73
TiO^2	—	0,62	—	0,29	0,78
Al^2O^3	20,30	17,92	18,30	20,08	10,05
Fe^2O^3	3,63	0,96	2,08	1,31	3,53
FeO	2,58	2,31	2,52	4,39	8,20
MgO	0,79	8,59	0,09	0,63	9,27
CaO	3,03	1,00	1,18	2,14	13,22
Na^2O	5,73	6,67	6,39	5,61	1,81
K^2O	4,50	6,08	6,21	7,13	3,76
H^2O	1,01	1,18	0,17	1,77	1,24
P^2O^5	0,54	—	—	0,13	1,51
				Cl . 0,33	Cl . 0,18
				MnO . 0,09	MnO. 0,28
Total	100,99	101,37	100,74	100,35	100,56

On trouve, d'autre part, des syénites à aegyrine et des syénites à riébeckite, dont les feldspaths sont le microcline, l'albite ou

l'anorthose. Les unes passent au granite, les autres aux syénites néphéliniques.

Certaines syénites alcalines sont caractérisées par le corindon. Dans les Indes anglaises, où elles furent étudiées par Holland, elles sont associées à des syénites néphéliniques, mais ces dernières ne sont pas à corindon. On en connaît en outre dans l'Oural (Nikolskaja Ssopka).

A. Lacroix a signalé à Madagascar, dans le Massif cristallin (Beforona), une *syénite à corindon et sillimanite* qui résulte d'une modification endomorphe du granite au contact de micaschistes. Il est des variétés riches en sillimanite (42,44 0/0) et d'autres riches en corindon (50 0/0). Le feldspath essentiel de la roche est le microcline.

GISEMENT ET PHÉNOMÈNES DE CONTACT DES MONZONITES ET DES SYÉNITES

Les diverses variétés de syénites et de monzonites ne forment pas des entités géologiques distinctes. Elles sont toujours associées, soit entre elles, soit à d'autres roches, et qui très souvent l'emportent en masse sur elles.

Au Monzoni par exemple, dans les Alpes tyroliennes, la monzonite est bien loin de constituer à elle seule un massif éruptif. Elle est associée à divers types de roches auxquels elle passe plus ou moins rapidement et qui sont ou plus acides ou plus basiques. Celles de ces roches qui sont plus acides ne vont pas au delà du terme des monzonites quartzifères, au Monzoni même ; celles qui sont plus basiques sont des diorites augitiques, micacées ou non, des gabbros avec ou sans olivine qui, en se chargeant d'orthose, donnent un terme de passage aux monzonites, des plagioclasites augitiques, des pyroxénolites.

Ces roches confinent aux dolomies et calcaires triasiques qu'elles ont métamorphisées (fig. 71), ou bien à d'anciennes rhyolites permiennes. Il semble que la monzonite est plus spécialement développée vers les bordures du massif, tandis que les roches basiques, mélangées d'ailleurs à la monzonite, en formeraient les parties centrales.

Les monzonites du Tyrol recoupent les strates de la dolomie de Wengen, et il ne paraît pas douteux qu'elles ne tiennent, ainsi

que les roches auxquelles elle est intimement liée, la place même de cette dolomie. D'ailleurs, on trouve au Mal-Inverno, dans la masse de la monzonite, des lambeaux de dolomie.

D'après les observations de Mrs Ogilvie Gordon dans la région de Predazzo, les massifs de monzonite, loin de s'étendre en profondeur, viendraient, au contraire, à s'y coïncer ; et la monzonite s'étalerait dans les calcaires dolomitiques et les dolomies du Trias, de bas en haut, comme s'ouvre un livre. Nous n'imaginons pas

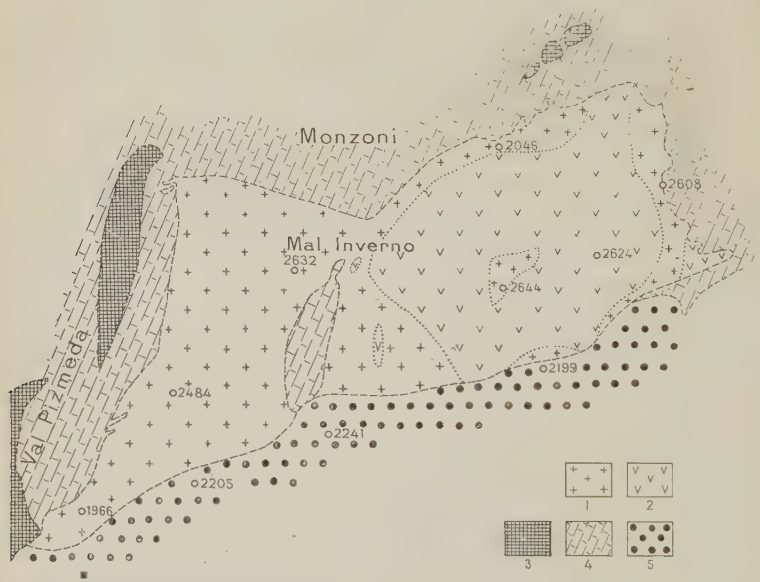


Fig. 71. — Massif du Monzoni.

1. Monzonite ; 2. Roches basiques diverses ; 3. Andésites (dites mélaphyres et porphyrites) ; 4. Calcaires dolomitiques du Trias ; 5. Rhyolite (Quarzporphyr).

D'après une carte de C. Doelter : *Der Monzoni und seine Gesteine. Vienne (1903).*

que la transformation d'une masse sédimentaire en une roche éruptive ait pu se faire sans l'action d'éléments venus des profondeurs : il est possible que le chemin suivi par ces éléments et la manière dont ils ont gagné la masse des sédiments aient conduit à un semblable faciès de gisement ; dans le cas du Monzoni, celui-ci paraîtrait être motivé par la masse résistante de la rhyolite ancienne au contact de laquelle la monzonite s'est développée. En cela seulement, le gisement des monzonites tyroliennes,

qui n'est pas nécessairement celui de toutes les monzonites, différerait du gisement des granites. Mais comme dans le cas des grands massifs granitiques, c'est à l'hétérogénéité primitive des terrains dont la monzonite a pris la place et aux différenciations qui se sont produites dans le cours de la solidification du magma qu'il faut attribuer la variété des faciès pétrographiques du massif.

Les calcaires dolomitiques et les dolomies qui, dans ces montagnes du Tyrol méridional, sont au voisinage de la monzonite et des roches qui l'accompagnent, ont été métamorphisés et transformés en marbres à minéraux variés. A leurs dépens se sont constitués des calcaires à grenats, à idocrase, à augite, à spinelles, des *calcaires à péridot magnésien* (forstérite) dans lesquels cet élément est généralement transformé en talc, et, si le métamorphisme a été plus faible, des *calcaires à brucite* (hydrate de magnésie). Ces roches sont d'un grand intérêt théorique car elles montrent que dans une dolomie ou un calcaire dolomitique le carbonate de magnésie, sous l'influence des agents de métamorphisme, est décomposé avant le carbonate de chaux et qu'il peut soit s'hydrater (calcaire à brucite), soit se silicatiser (calcaire à forstérite) le premier.

Malgré leur association à diverses variétés de roches, les monzonites constituaient le type dominant des massifs dont nous venons d'indiquer les conditions de gisement ; mais on les trouve aussi comme des accidents au sein d'autres massifs éruptifs. On en voit dans les granites ; elles sont généralement alors quartzifères et passent au granite même. Elles passent également à des termes plus basiques qui, minéralogiquement, sont des gabbros à biotite, mais qui, chimiquement, par l'équivalence de leurs proportions de chaux et d'alcalis, se rapprochent des monzonites et forment avec elles des types hétéromorphes. Les enclaves qu'on trouve au sein du granite de la Haya, en pays basque, appartiennent à cette catégorie de roches ; les diorites à amphiboles aciculaires constamment chargées de feldspaths potassiques qu'on trouve dans le massif granitique du Champ du Feu, dans les Vosges, doivent être aussi rapprochées de ces roches : ce sont des diorites à faciès monzonitiques qui contiennent 59,85 de SiO^2, 5,04 de CaO, 2,76 de MgO, 2,95 de K^2O et 3,43 de Na^2O.

Les syénites communes, de même que les monzonites, ne sont guère indépendantes de toute autre roche éruptive ; tout au plus

confinent-elles à des roches cristallophylliennes qui sont, elles-mêmes, bien semblables à des roches éruptives. Tel est le cas de la syénite de Bielle, en Piémont, qui se trouve au sein de gneiss granitoïdes et de micaschistes. P. Termier a décrit, dans le massif du Pelvoux, des Alpes dauphinoises, la syénite du lac de Lauvitel, particulièrement riche en sphène, et qui se présente comme un accident du granite ; et c'est aussi le cas de beaucoup d'autres syénites communes.

Les syénites dites alcalines sont elles-mêmes liées à diverses autres roches, dont le caractère alcalin est d'ailleurs nettement affirmé, et qui constituent avec elles des *séries pétrographiques*.

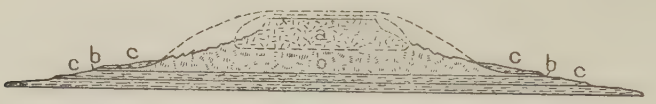


Fig. 72. — Coupe du Square Butte (Montana).
a. Syénite ; *b*. Shonkinite ; *c*. Grès et schistes.
D'après L.-V. Pirsson, *U. S. G. S. Bull. n° 237*.

De petits massifs isolés dans des schistes, des conglomérats, des calcaires et des grès d'âge silurien, qui se trouvent au Canada depuis Montréal jusqu'aux prolongements des Appalaches à l'Est, formant les Monteregian Hills, réunissent soit nordmarkite, théralite, syénite néphélinique, soit nordmarkite et monzonite, soit nordmarkite, pulaskite et théralite ; nous reparlerons d'eux à propos des roches à feldspathoïdes (V. fig. 74).

Dans la région de Christiania, les nordmarkite, pulaskite, monzonite, laurvikite, associées à des syénites néphéliniques et à des granites, forment un grand massif complexe situé au sein de schistes, calcaires et grès siluriens dont il paraît incontestable qu'elles recoupent les strates de ces terrains.

Daly a décrit les syénites du mont Ascutney (Vermont) où l'on voit la nordmarkite tenir la place d'un ensemble schisteux par ailleurs chargé de minces lits calcaires (fig. 62), et la pulaskite, située au centre d'une masse dioritique, recouper un massif gneissique à lentilles épaisses de calcaire.

Dans les Highwood Mountains, au Montana, on voit affleurer des monzonites, des syénites alcalines et des shonkinites. Leurs conditions de gisement mises en évidence par les études de Weed et Pirsson sont particulièrement curieuses : ces roches paraissent

former des intrusions laccolitiques. Au Square Butte, une masse faite à la base de shonkinite et au sommet d'une pulaskite repose sur des grès et schistes d'âge crétacé (Montana formation) et, sur une partie de son pourtour, est partiellement recouverte par les mêmes couches. C'est à un phénomène de différenciation que Pirsson attribue la division de la masse éruptive en une pulaskite et une shonkinite. Entre les deux roches, sur une zone étroite ne dépassant pas 30 centimètres, on voit l'augite de la shonkinite se faire rare, disparaître, tandis que se présente une barkévicite et que la quantité des feldspaths augmente. Le grain des roches est le même. Des intrusions de natures voisines, sinon identiques, peuvent être observées çà et là. Elles se sont succédées dans le temps et sont associées à des dykes et à des coulées volcaniques. Il y a tout lieu de penser que les monzonites, syénites alcalines et shonkinites de cette région sont des faciès grenus de produits volcaniques dont le gisement n'est peut-être, après tout, qu'assimilable à des sills.

ROCHES DE FILONS

Il y a des aplites de monzonites et de syénites : de grain généralement très fin, elles ont parfois tendance à prendre une texture porphyrique. Tel est le cas d'aplites syénitiques communes qui, dans les Vosges, traversent les granites. Elles sont principalement constituées d'albite et d'orthose ; leurs minéraux ferromagnésiens, devenus chloriteux, étaient des pyroxènes ; les feldspaths de la masse de la roche sont aplatis suivant g^1 et donnent à la roche une tendance à la texture intersertale ; du quartz cristallise dans les intervalles des cristaux, et parfois moule poecilitiquement de menus bâtonnets de feldspaths.

D'autres roches filoniennes de cette famille sont porphyriques et équivalent, au point de vue de la texture, aux microgranites. On les distingue souvent par l'élément ferromagnésien dominant qu'elles contiennent, et l'on dira qu'elles sont des *microsyénites à hornblende, à augite, à biotite ;* ces minéraux pouvant d'ailleurs coexister dans le même type. On trouve également des *micromonzonites*. Toutes ces roches contiennent toujours une importante quantité d'apatite en cristaux allongés.

La laurvikite possède un équivalent filonien, intéressant à cause de son faciès spécial, et qu'on trouve aussi sous la même forme en bordure de massifs. Les feldspaths potassiques développés en phénocristaux à la manière de l'adulaire (*pma*^{1}) se clivent suivant des sections losangiques, d'où le nom de *rhombenporphyr* donné dans les pays scandinaves à ces roches.

C'est à la famille des syénites qu'il convient de rapporter tout un groupe de roches que sa richesse en éléments ferromagnésiens caractérise comme *lamprophyres* et qui, de ce fait, s'apparentent aux kersantites dont nous avons parlé à propos des gabbros et diorites. Suivant que le mica biotite ou l'amphibole est l'élément ferromagnésien prédominant de la roche, celle-ci prend le nom de *minette* ou de *vogésite*. Les deux types sont abondamment répandus dans les Vosges.

La *minette* est essentiellement constituée par de grandes lames de biotite atteignant un centimètre de diamètre prises dans un aggrégat de cristaux d'orthose, associée parfois à l'albite. Les feldspaths sont principalement développés parallèlement à g^1 et maclés suivant la loi de Carlsbad ; fréquemment les cristaux en sont groupés en sphérolites, d'allongement négatif ou en segments de sphérolites ; parfois la biotite cristallise en dehors des sphérolites et la roche prend une texture orbiculaire (*kugelminette*). Comme éléments accessoires, les minettes contiennent du sphène et de l'apatite en abondance, des cristaux aciculaires d'augite, et du quartz développé dans les intervalles des cristaux. Certaines minettes contiennent des phénocristaux d'olivine, presque toujours altérée et transformée en talc. On y trouve parfois aussi des grains de quartz corrodés et enrobés dans une croûte de menus pyroxènes. Les lamelles de biotite apparaissent au microscope comme brunies sur leurs bords, et elles sont souvent elles-mêmes corrodées (Pl. VII, fig. 1).

Les minettes ne sont pas toujours holocristallines ; il en est qui sont partiellement vitreuses et dans lesquelles on voit des lamelles de biotite, des cristaux d'augite et des prismes d'apatite noyés dans un verre brun clair de faible biréfringence. Çà et là des noyaux de ce verre, en cristallisant, ont produit un enchevêtrement de cristaux d'orthose ou même des masses sphérolitiques de ce feldspath.

Les *vogésites* sont caractérisées par l'amphibole. Elles ont un grain plus fin que les minettes, et montrent des aiguilles de

hornblende brune et des cristaux aciculaires d'augite dans une masse de microlites d'orthose et de plagioclases de diverses tailles. Des noyaux de quartz ont été complètement résorbés et remplacés par des amas d'aiguilles d'augite moulées elles-mêmes par du quartz. La hornblende brune, en longues aiguilles, de forte biréfringence, s'éteint à 17° environ de l'allongement du cristal ; certains cristaux sont verts, en lames minces, dans leurs parties centrales.

Les minettes et les vogésites sont presque toujours fort altérées, aussi est-il fort difficile d'avoir une idée très exacte de leur composition chimique primitive. Les minettes, en particulier, sont généralement chargées de carbonate de chaux et l'analyse donne une proportion d'acide carbonique qui va de 2,5 à 7 0/0. Ce carbonate de chaux tient la place des pyroxènes et de l'olivine. La teneur moyenne en SiO^2 des minettes est de 50 0/0 dans les types les moins altérés, mais les proportions en peuvent atteindre 56 0/0. Les vogésites sont généralement un peu plus siliceuses : SiO^2 atteint 58 0/0 et se tient en moyenne autour de 52 à 53 0/0.

Le calcul de la composition chimique des types les plus frais de minettes et de vogésites rapproche ces roches des monzonites. Il ne met généralement en évidence ni excès ni déficit de silice sur la quantité qui convient à la saturation des alcalis pour former des feldspaths. La composition virtuelle s'exprime ainsi qu'il suit :

Orthose	22 à 26
Albite	23 à 26
Anorthite	12 à 16
Diopside	7 à 18
Hypersthène	2,5 à 7
Olivine	2 à 20
Magnétite	4 à 6
Ilménite	1
Apatite	1

Cependant, certains types un peu plus basiques donnent au calcul une petite quantité de néphéline. La mise en évidence de cette néphéline tient à la marche habituellement suivie dans le calcul de la composition minéralogique virtuelle : le déficit de silice qu'elle souligne pourrait aussi bien être exprimé sous forme de leucite, et la minette correspondrait ainsi à la roche artificiellement produite dans l'expérience classique de Fouqué et Michel-

Lévy. C'est à la silice libre individualisée souvent sous forme de phénocristaux de quartz, sur lesquels a réagi le magma de la minette, qu'il faut attribuer ce fait que les minettes ne donnent pas toujours des feldspathoïdes virtuels au calcul de leur analyse, car il est bien évident qu'une roche qui serait seulement constituée par des feldspaths alcalins, de l'olivine, de l'augite et de la biotite, devrait nécessairement présenter de la leucite ou de la néphéline virtuelle. Il y a lieu, selon toute vraisemblance, de rapprocher l'origine des phénocristaux de quartz des minettes de celle des quartz des basaltes.

Les filons de vogésites et de minettes traversent les terrains anciens des Vosges avec plus ou moins de continuité. Ils ont parfois l'allure amygdaloïde. Leur puissance peut atteindre 10 mètres.

Les minettes déterminent dans certaines roches avec lesquelles elles sont en contact un léger métamorphisme : des rhyolites qu'elles recoupent sont chargées de mica blanc et se rubéfient dans leur voisinage immédiat. Dans les parties hautes des filons, près des points d'affleurement, les minettes, en se décalcifiant, se désagrègent et font une poussière micacée qui était jadis employée par les mineurs des Vosges pour bourrer les trous de mines, d'où le nom de minette qui fut donné à la roche éruptive elle-même. La désagrégation se fait par zones concentriques suivant lesquelles la minette devient écailleuse.

On trouve des minettes et des vogésites, en dehors des Vosges, en bien des régions. Dans le Morvan A. Michel Lévy a signalé des filons minces qui ont la composition typique de la minette et qui sont apparentés à des coulées permiennes d'une roche caractérisée par des phénocristaux de péridot, d'augite et d'hypersthène noyés dans une masse microlitique de labrador, d'orthose, d'augite et parfois de biotite. D'ailleurs l'allure minéralogique même des minettes et des vogésites, leur mode de consolidation, la corrosion des micas, leur caractère parfois vitreux rapprochent ces roches de types volcaniques.

Beaucoup de ces roches sont rugueuses et âpres au toucher, d'où le nom de *trachyte* qui a été donné à un certain nombre d'entre elles. Celles qui, minéralogiquement, correspondent aux monzonites se rapprochent nécessairement des andésites : nous les nommerons des *trachyandésites*, et nous réserverons le nom de *trachyte* aux roches volcaniques qui représentent les syénites.

Les trachyandésites et les trachytes peuvent être plus ou moins cristallins, ou vitreux. Les types vitreux ont l'allure d'*obsidiennes* ; ils sont généralement noirs, mais contiennent très fréquemment des phénocristaux de feldspaths blancs hyalins. Les types cristallins sont de couleur claire ; ils sont souvent porphyriques. Ces derniers sont microlitiques et doivent à la manière d'être de leurs petits cristaux de feldspaths une texture caractéristique, dite souvent *texture trachytique*.

Les microlites d'orthose sont généralement aplatis suivant g^1 et limités par p et $a^1/_2$ ou par p et a^1 ; ils sont souvent allongés parallèlement à la direction des arêtes h et dans cette direction affectent une allure en dents de scie due à la répétition des faces p et a^1 ou $a^1/_2$. De tels cristaux sont maclés Carlsbad, mais les deux individus ainsi maclés ne sont pas toujours accolés suivant toute leur surface, aussi les sections de faible obliquité sur g^1 donnent-elles des extinctions roulantes caractéristiques (Pl. VII, fig. 2).

Les microlites de plagioclases calcosodiques sont le plus souvent allongés suivant pg^1 ; ils sont souvent, mais pas toujours, maclés suivant la loi de l'albite et parfois en plus suivant la loi de Carlsbad.

Les microlites d'orthose ou de plagioclase qui sont aplatis suivant g^1 sont parfois couchés sur cette face dans les roches qui résultent de la consolidation de coulées. Les sections faites transversalement à la direction de la coulée coupent alors les microlites de feldspaths perpendiculairement à leur aplatissement et montrent autant de petits rectangles allongés dont l'orientation dans la même direction générale souligne la texture fluidale de la roche (Pl. VII, fig. 3) ; mais dans beaucoup de trachytes et de trachyandésites on ne voit pas une telle orientation des microlites et

ceux-ci forment dans la pâte de la roche un amas de cristaux enchevêtrés.

Les phénocristaux des feldspaths potassiques sont constitués par la variété d'orthose d'aspect vitreux qu'on nomme *sanidine*. La sanidine a parfois les caractères d'une orthose déformée par la chaleur, c'est-à-dire que dans certains cas n_g a pris la place de n_m. Ces cas sont rares et la déformation n'atteint d'ailleurs jamais les microlites. Les cristaux de sanidine sont soit aplatis suivant g^1, soit allongés suivant pg^1. Ils sont souvent maclés Carlsbad. On trouve aussi des phénocristaux d'anorthose. Les phénocristaux des plagioclases calcosodiques ont mêmes caractères extérieurs que ceux de sanidine ; ils sont maclés albite et Carlsbad.

TRACHYANDÉSITES

Les trachyandésites sont toujours caractérisés par des microlites de plagioclases qui peuvent accompagner d'ailleurs des microlites d'orthose. Ils sont le plus souvent *augitiques*, c'est-à-dire que leur pâte est chargée de petits cristaux d'augite, et parfois micacés ; ils contiennent toujours de petits grains de magnétite. Les phénocristaux de feldspaths sont de la sanidine et un plagioclase ; parfois le second sans le premier. Le plagioclase est très basique, labrador ou bitownite, les microlites l'étant moins, n'allant pas au delà de la teneur en chaux de l'andésine et se maintenant autour de celle de l'oligoclase.

Il y a des trachyandésites à hornblende, à biotite, à pyroxène. La hornblende est brune, s'éteignant sous un petit angle ; elle est presque toujours résorbée sur ses bords. Il en est de même des micas. Certaines variétés lamprophyriques, particulièrement riches en micas, ressemblent à des minettes. L'augite est généralement verte en lames minces. Le sphène manque rarement.

Les trachyandésites d'allure obsidiennique sont chargés de phénocristaux de labrador basique et d'augite ; leur pâte est faite d'un verre où nagent des microlites d'orthose et de plagioclases allant de l'andésine à l'oligoclase, une énorme quantité de petits pyroxènes en bâtonnets, quelques lamelles de biotite, et du fer oxydulé.

Au sens où nous l'entendons le terme de trachyandésite est synonyme du terme de *latite*, souvent appliqué à la désignation des roches volcaniques qui correspondent aux monzonites.

TRACHYTES

Les trachytes se différencient des trachyandésites par la régression de leur teneur en feldspaths calcosodiques et l'augmentation de leur teneur en feldspaths alcalins. Il est bien évident qu'il y a passage des uns aux autres et que beaucoup de ces roches pourront être, suivant le sentiment de l'observateur, classées dans l'un ou l'autre groupe, à moins qu'on n'ait adopté tout d'abord pour les différencier une base chimique précise.

Se plaçant au seul point de vue minéralogique, on peut diviser les trachytes en deux groupes : d'une part ceux qui contiennent des feldspaths calcosodiques, et d'autre part ceux qui ne contiennent que des feldspaths alcalins ; ainsi avons-nous fait des syénites.

La composition des feldspaths calcosodiques peut atteindre, pour les phénocristaux, la basicité de la bitownite ; mais les microlites calcosodiques sont toujours très acides et souvent même manquent complètement, les feldspaths de la pâte n'étant alors représentés que par des microlites de sanidine ; et d'ailleurs les phénocristaux de feldspaths calcosodiques n'existent pas toujours. Quant aux phénocristaux de feldspaths alcalins, ce sont de la sanidine, souvent sodique, et parfois de l'anorthose.

Les trachytes sont augitiques, amphiboliques ou micacés, et ils sont à augite, à hornblende, à biotite, à hypersthène et parfois même à olivine. Ils peuvent, comme les trachyandésites, posséder un faciès lamprophyrique. Leurs phénocristaux de biotite ou d'amphibole sont souvent résorbés et, dans ce cas, encroûtés ou remplacés par de menus cristaux de pyroxène et de magnétite. Les phénocristaux d'augite sont parfois titanifères.

Les trachytes peuvent d'autre part contenir des éléments ferromagnésiens alcalins autres que le mica biotite : il y a des *trachytes à augite aegyrinique*, des *trachytes à aegyrine*, des *trachytes à riébeckite*. Certaines de ces roches, contiennent des phénocristaux d'albite indépendants de phénocristaux d'orthose, et leur pâte est principalement faite de microlites d'albite. Les phénocristaux d'albite ont le faciès des cristaux de microcline albitisés. Ces trachytes ont été fréquemment nommés *orthoalbitophyres* ou *albitophyres* ; ils ne sont représentés que par des roches anciennes dont l'élément ferromagnésien est décomposé.

Planche VII

Fig. 1. — ***Minette*** (Filons dans le granite des massifs Andlau-Champ-du-Feu, Vosges). Lamelles de mica biotite dans une masse de cristaux enchevêtrés d'orthose.

Gr.: 30 diamètres. Lumière polarisée, non analysée.

Fig. 2. — ***Trachyte*** (Massif des Sept-Montagnes, aux bords du Rhin). Gros microlites d'orthose à extinctions onduleuses.

Gr.: 35 diamètres. Nicols croisés.

Fig. 3. — ***Trachyte*** (Saxe), montrant l'alignement général des microlites d'orthose.

Gr.: 24 diamètres. Nicols croisés.

Fig. 4. — ***Trachyte vitreux*** (Pantelleria). Microlites d'orthose, dont quelques-uns sont maclés Carlsbad, et montrent élémentairement le mode d'association des cristaux formant les gros microlites habituels.

Gr.: 40 diamètres. Nicols croisés.

Fig. 5. — ***Syénite néphélinique*** (Ditro, Hongrie). Cristaux de feldspaths formés par l'association, en micropertites, de microcline et d'albite.

Gr.: 18 diamètres. Nicols croisés.

Fig. 6. — ***Phonolite à mélanite*** (Kaiserstuhl, en pays de Bade). Le grenat apparaît comme tout à fait opaque et montre des contours octogonaux (gros cristal, en haut à droite) et hexagonaux. On voit en outre de l'augite ægyrinique (à demi opaque sur la photographie et montrant les traces des clivages), de l'apatite (incolore et de haute réfringence), de la néphéline (à contours hexagonaux et de faible réfringence).

Gr.: 28 diamètres. Lumière naturelle.

Fig. 1

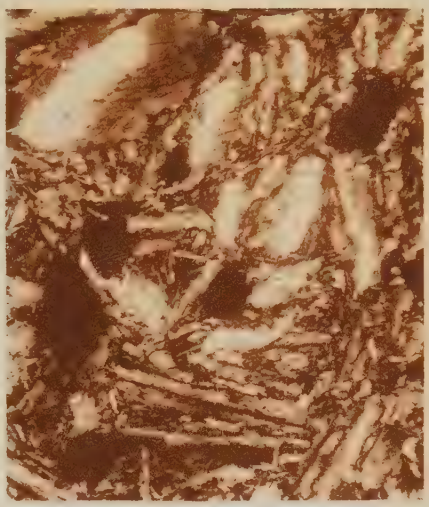


Fig. 2

Fig. 3

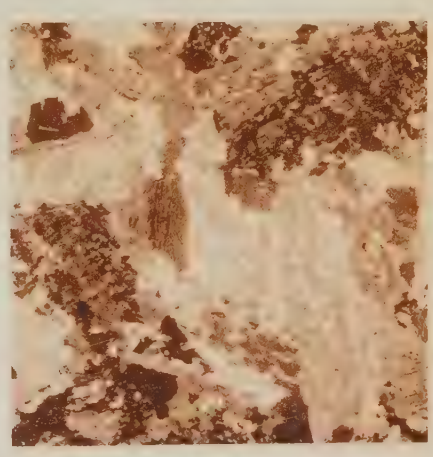


Fig. 5

Fig. 4

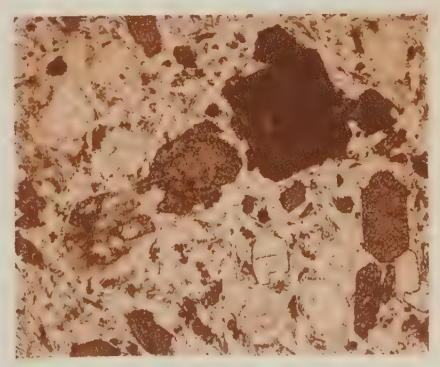


Fig. 6

Certains types de trachytes sont quartzifères et marquent le passage aux rhyolites ; d'autres contiennent une petite quantité de feldspathoïdes, néphéline, haüyne, et inclinent vers la famille des syénites néphéliniques.

Il y a des trachytes vitreux qui forment soit des obsidiennes, soit des roches de caractères obsidienniques mais à phénocristaux. Citons en particulier certains trachytes obsidienniques de Pantelleria, que rend fort intéressants la manière d'être des quelques microlites qui se sont développés dans leur verre : de menus prismes d'augite, souvent groupés en houpettes, sont disposés en traînées dans le verre chargé d'inclusions gazeuses étirées ; de très petits microlites d'orthose en forme de lames presque rectangulaires sont maclés Carlsbad par accolement suivant la face g^1 de deux cristaux, et offrent ainsi l'allure élémentaire du faciès des microlites de même espèce de la plupart des trachytes (Pl. VII, fig. 4).

Les trachytes sont parfois ponceux. Des phénomènes de dévitrification leur donnent en certains cas un aspect bréchoïde. La dévitrification a produit dans le « *piperno* » de la Pianura, près de Naples, des bandes ou des masses de microlites d'orthose souvent groupés en sphérolites à bords crénelés.

La tridymite est un élément fréquent de tous les trachytes cristallins.

D'après ce que nous venons de dire on conçoit que les divers types de trachytes doivent être nombreux. Bornons-nous à en citer quelques-uns.

La *dômite*, dont le type est pris au Puy-de-Dôme, en Auvergne, est une roche blanche chargée de phénocristaux, de petites dimensions, qui sont de la sanidine et de l'anorthose, quelques plagioclases, et qu'accompagnent de la biotite et de la hornblende, ou de la biotite et de l'augite, ou même de la biotite seule. La pâte est faite de microlites d'orthose aplatis suivant g^1, maclés Carlsbad, et présentant le faciès en dents de scie et les extinctions roulantes dont nous avons déjà parlé.

Il y a des dômites augitiques ; il en est de micacées. Les dômites sont riches en tridymite.

Les trachytes *du type des Drachenfels* (du massif des Sept Montagnes, aux bords du Rhin) contiennent de gros phénocristaux de sanidine et des plagioclases dont la basicité atteint parfois celle

du labrador, et des phénocristaux de hornblende et de diopside, dans une pâte essentiellement constituée par des microlites de feldspaths alcalins.

On a nommé *toscanite* un trachyte à hypersthène dont le type fut pris par M. Washington au Monte Amiata, près de Sienne. Il est formé de phénocristaux de sanidine et de labrador, d'hypersthène, de diopside et de biotite, dans une pâte parfois purement vitreuse, parfois chargée de microlites de sanidine, de diopside et de biotite.

La *kényite*, du Mont Kénia dans l'Afrique centrale, est un trachyte à anorthose qui contient en outre de l'augite, du mica, et souvent de l'olivine. La pâte est faite de microlites d'anorthose aplatis suivant g^1, accompagnés parfois d'un peu d'aegyrine. Les phénocristaux d'anorthose ont la forme $mta^1/_2$ qui les fait ressembler à un rhomboèdre ; quand ils sont maclés suivant la loi de Carlsbad le plan d'accolement des cristaux est h^1.

Les *rhombenporphyr* sont, *pro parte*, des roches anciennes du type de la kényite.

Les *Lahnporphyr*, du massif schisteux rhénan, sont l'équivalent des *albitophyres* ou des *orthoalbitophyres* signalés en France dans les terrains anciens de la Mayenne et du Morvan. Les *kératophyres* sont des albitophyres devenus sériciteux par altération.

Les *orthophyres* sont d'anciens trachytes devenus très compacts. Leurs microlites d'orthose sont souvent allongés en petits bâtons parallèlement à pg^1. Certains trachytes possèdent aussi cette particularité ; on spécifie parfois alors qu'ils ont la *texture orthophyrique*, le nom de *texture trachytique* étant réservé aux roches dont les microlites sont développés parallèlement au plan g^1.

Entre trachytes et trachyandésites il y a naturellement tous les intermédiaires. On trouve en outre des termes de passage des trachyandésites aux andésites. Certaines andésites contiennent une petite quantité de feldspaths potassiques à l'état de microlites : tel est le cas de la lave de Volvic de la chaîne des Puys, en Auvergne. On eut pu réserver à de telles roches le nom de *trachydolérites*, bien qu'il soit pris souvent dans un sens très large et employé aussi pour désigner des roches à feldspathoïdes ; mais il vaut mieux, croyons-nous, leur laisser le nom d'andésites en spécifiant qu'elles sont accessoirement *orthosiques*.

ENCLAVES DES TRACHYANDÉSITES ET DES TRACHYTES

On trouve fréquemment, dans les trachyandésites et les trachytes, des enclaves holocristallines largement cristallisées et constituées, pour la plus grande part, de feldspaths vitreux enchevêtrés dont les intervalles sont occupés par les éléments colorées susceptibles de se trouver en phénocristaux dans la roche encaissante, et souvent aussi par des minéraux d'origine pneumatolitique. Ces roches correspondent aux *microtinites* que nous avons signalées à propos des andésites acides. Quand la sanidine est leur élément prédominant on les nomme des *sanidinites* ; elles sont susceptibles d'être rencontrées dans les trachytes et dans ceux des trachyandésites qui contiennent des phénocristaux de sanidine. Mais si, dans le trachyandésite, seuls les plagioclases s'individualisent en tant que phénocristaux, c'est une *microtinite* qui se formera, de même nature que celles qui correspondent aux andésites.

Les sanidinites et les microtinites se trouvent dans les régions trachytiques soit en enclaves dans la roche éruptive elle-même, soit sous forme de blocs projetés lors des éruptions volcaniques. Elles sont fréquentes au Lac de Laach (dans l'Eifel), aux Açores, au Mont-Dore et au Cantal. Elles correspondent à la phase intratellurique d'évolution du magma, et se sont formées avant que celui-ci ait atteint l'appareil volcanique externe. Il n'en est pas de même de certaine monzonite à grain fin, découverte et décrite par A. Lacroix dans les trachyandésites de l'ancien massif volcanique du Cantal, au milieu desquels elle forme un sill : cette roche représente la forme du magma trachyandésitique consolidé dans les conditions particulières dues à son intrusion dans la masse de l'appareil volcanique ; elle est l'homologue des gabbros à olivine qui accompagnent les roches éruptives basiques du volcan de la Réunion, du Kilauea, ou du même massif cantalien.

CARACTÈRES CHIMIQUES DES TRACHYANDÉSITES ET TRACHYTES

Au point de vue chimique les trachyandésites se différencient des trachytes par leur teneur plus faible en silice : les trachyandésites n'ont pas une proportion de SiO^2 supérieure à 60 0/0 ;

dans les trachytes la silice atteint constamment la proportion de 65 0/0 et la dépasse. Il y a d'ailleurs continuité des trachytes aux rhyolites.

Certains trachytes qui ne montrent pas de quartz libre donnent, au calcul de leur composition minéralogique virtuelle, une proportion de quartz qui atteint, ainsi que l'a montré A. Lacroix, 5 0/0 dans la dômite, et qui peut aller dans certains trachytes jusqu'à 10 0/0. Par contre il est des trachytes qui sans contenir de feldspathoïdes donnent au calcul une proportion de néphéline souvent égale à 2 ou 4 0 0 (4,3 dans le trachyte obsidiennique du Monte Rotaro, Ischia, à 61,62 0/0 de SiO^2), et pouvant atteindre 10 0/0 (10,2 dans un trachyte du Monte Nuovo, Champs Phlégréens, à 60,33 0/0 de SiO^2).

Dans les trachytes, la somme des alcalis est toujours largement supérieure à la proportion de chaux : les proportions d'anorthite virtuelle sont très faibles. Par exemple on aura pour un trachyte très siliceux, à 66 0/0 de SiO^2 (Game Ridge, Rosita Hills, Colorado), accusant au calcul 10,5 0/0 de quartz libre, les proportions suivantes des feldspaths virtuels :

Orthose	33,4
Albite	44,5
Anorthite	2,8

et pour les deux roches à néphéline virtuelle que nous avons citées les proportions suivantes :

	MONTE ROTARO	MONTE NUOVO
Orthose	45	43,4
Albite	41	36,7
Anorthite	1,4	0

Dans les trachyandésites, la proportion de chaux est généralement inférieure à celle des alcalis, mais lui est en certains cas égale. Comme les trachytes ils accusent parfois au calcul soit de la néphéline, soit du quartz virtuels, mais ils mettent toujours en évidence une proportion d'anorthite relativement importante.

Exemples. — A. Trachyandésite du Lac de Bolsena, à 58,21 0/0 de SiO^2 ;
B. Trachyandésite de l'Arso, Ischia, à 56,75 0/0 de SiO^2.

	A	B
Orthose	54,5	35
Albite	21,5	30,9
Anorthite	15,16	10,8
Néphéline	0	5,4
Quartz	0	0

Analyses globales. — C. Trachyandésite de l'Arso, Ischia (type Ciminite) ; D. Trachyandésite de Dardanelle Flow, Californie (type Augite Latite). E. Trachyte (dômite) du Puy-de-Dôme.

	C	D	E
SiO^2	56,75	59,43	65,10
Al^2O^3	18,37	16,68	17,70
Fe^2O^3	2,22	2,54	1,44
FeO	3,04	3,48	1,27
MgO	2,02	1,84	0,79
CaO	4,68	4,23	2,32
Na^2O	4,85	3,72	6,61
K^2O	5,92	5,04	4,30
H^2O	0,18	0,99	—
TiO^2	1,25	1,38	0,53
P^2O^5	—	0,58	0,06
Inclusions.	0,11	0,08	—
Total	99,38	100,04	100,12

De l'étude minéralogique et chimique des différents termes de toute la série des roches volcaniques depuis les andésites basiques jusqu'aux trachytes acides, il semble se dégager ce fait important, bien mis en évidence par les études de Fouqué d'une part, de Michel-Lévy d'autre part, que le magma volcanique, durant le temps qu'il forme ses phénocristaux, s'enrichit en silice et en alcalis. Ce qui ne veut pas dire que les microtinites ou les sanidinites de ces roches seront nécessairement plus basiques que leur verre ou la masse de leurs microlites car les éléments ferromagnésiens pouvaient ne cristalliser principalement qu'au second temps, mais bien que les feldspaths de ce second temps seront plus acides et plus alcalins que ceux du premier. Et cela ne peut guère s'expliquer qu'en imaginant que le magma volcanique dans le cours d'une éruption, s'imprégnait d'éléments siliceux et alcalins de plus en plus abondamment.

GISEMENT DES TRACHYTES ET TRACHYANDÉSITES

Les trachyandésites et les trachytes constituent des coulées continues ou démantelées et des dykes. Lors des explosions volcaniques ces roches ont formé des bombes, généralement *en croûte de pain*, des lapillis et des cendres. Elles forment aussi des dômes volcaniques. C'est le cas du Puy-de-Dôme qui, d'après A. Lacroix,

doit être comparé à celui qui forme le volcan actuel de la Guadeloupe : l'ossature même de la montagne est faite de masses continues de dômites ; sur les pentes on rencontre des brèches d'écroulement à structure chaotique dont les blocs anguleux sont réunis par de menus fragments ou par une poussière de même nature pétrographique.

Les trachytes et les trachyandésites sont de tous âges. Ils furent abondamment émis à diverses époques du tertiaire ; dans le Plateau central français (Mont-Dore et Cantal) au Miocène et au Pliocène. Vers les mêmes époques se constitua à proximité de la vallée du Rhin le massif trachyandésitique et trachytique des Sept Montagnes. Il en est de modernes : le volcan de Vulcano a rejeté lors de sa dernière éruption (1888-1889) des bombes et des lapillis formés d'un trachyte augitique à anorthose, andésine et augite, contenant en outre un peu d'olivine. Mais il en est aussi d'anciennes : toujours compactes et souvent porphyriques, ces roches forment ce qu'on a généralement nommé des orthophyres ou des porphyres syénitiques. Certaines *porphyrites* appartiennent à la catégorie des trachyandésites.

Signalons l'importance des émissions trachytiques à la base du Carbonifère des Vosges, et leur développement à l'état de porphyre brun dans la région de Giromagny. C'est à la même époque que furent épanchés les trachytes du massif des Grandes Rousses, dans les Alpes dauphinoises, trouvés et décrits par P. Termier.

C'est à des trachytes acides à pyroxènes qu'il faut rapporter les produits des dernières éruptions permiennes dont on voit, dans les Vosges, au Nideck, les vestiges. Ces trachytes, qui ne contiennent pas de phénocristaux de quartz, sont caractérisés par l'anorthose ; des actions pneumatolitiques intenses ont complètement transformé leurs plagioclases et leurs pyroxènes en muscovite et, dans les druses de la roche, ont produit de la cordiérite. Leur pâte est quartzique : ils passent aux rhyolites qui furent émises un peu antérieurement, mais à la même époque.

TROISIÈME GROUPE

VI. — LA FAMILLE DES SYÉNITES NÉPHÉLINIQUES

Nous abordons ici l'étude des roches qui sont normalement caractérisées par des feldspathoïdes. Déjà les familles précédentes nous ont montré certains types, toujours dépourvus de quartz, où des feldspathoïdes apparaissaient ; ils n'y figuraient pas comme éléments essentiels, mais bien seulement comme éléments accessoires. Le calcul de la composition minéralogique virtuelle en fournissait aussi parfois une petite quantité. Nous allons maintenant rencontrer ces feldspathoïdes en abondance, presque toujours individualisés réellement.

Des types alcalins des syénites précédemment décrites, nous passons tout naturellement aux *syénites néphéliniques*, dénomination sous laquelle nous englobons toutes roches que caractérise l'association d'un feldspath alcalin, orthose, microcline, anorthose, albite, avec un feldspathoïde, qu'il soit néphéline, leucite, haüyne, sodalite, ou même avec l'analcime (1) qui joue le rôle d'une leucite sodique hydratée. Des feldspaths calcosodiques peuvent accompagner les feldspaths alcalins, en quantités plus ou moins fortes, et la syénite peut se muer en une *monzonite* néphélinique ou caractérisée par un autre feldspathoïde. Nous étudierons en même temps syénites et monzonites néphéliniques ; ces dernières présentent d'ailleurs une aire de développement infiniment plus faible que celle des syénites et leur sont toujours subordonnées.

(1) L'analcime est généralement classée parmi les zéolites, et se produit dans bien des cas comme les minéraux de ce groupe. Elle a la forme d'un trapézoèdre. Comme la leucite, elle n'est pas, en réalité, cubique et présente une faible biréfringence.

Les roches de la famille des syénites néphéliniques contiennent souvent des minéraux particuliers dont il est nécessaire que nous disions d'abord quelques mots. Ce sont, en premier lieu, des *silicozirconates*, parmi lesquels nous citerons l'*eudyalite*, silicozirconate de soude et de chaux; minéral rhomboèdrique, rouge mais inégalement coloré et parfois jaunâtre, polychroïque dans les tons roses violacés (biréfringence 0,003; réfringence 1,620). Ce sont, en second lieu, des *silicozircotitanates* dont les principaux sont la *laovénite*, silicozircotitanate de soude et de chaux, avec un peu de manganèse, de fer et d'acide niobique, et l'*astrophyllite*, silicozircotitanate de soude et de chaux, avec manganèse et fer, mais sans acide niobique, moins riche en zircone mais plus riche en titane que la laovénite. La laovénite est monoclinique ; elle est jaunâtre et polychroïque, possède un indice moyen de 1,75, et une biréfringence assez élevée de 0,030. L'astrophyllite a l'aspect de longues lamelles d'un mica mordoré ; elle s'en différencie parce que ses lamelles sont perpendiculaires à n_p, *qui est bissectrice obtuse* ; elle est polychroïque dans les tons orangé et jaune avec maximum d'absorption suivant n_p, c'est-à-dire en sens inverse du mica biotite par rapport au clivage (biréfringence 0,055; réfringence 1,703). Enfin, on trouve dans certaines syénites néphéliniques un fluorure de sodium de formule NaF, la *villiaumite*, minéral cubique de teinte carminée dont l'indice de réfraction 1,328 est le plus bas de tous ceux des minéraux naturels : ce corps est moins réfringent que l'eau ; il est soluble dans l'eau bouillante.

Signalons en outre que les micas des syénites néphéliniques sont très riches en fer et peu ou pas magnésiens. A l'inverse des biotites des granites, ils ne sont pas titanifères ; ce sont des *lépidomélanes*.

Le grenat mélanite et le corindon, sont caractéristiques de certaines roches de cette famille. Le sphène et le zircon s'y rencontrent abondamment.

Les feldspaths alcalins des syénites néphéliniques sont l'orthose, qui n'y est jamais exempte de soude, le microcline, soit avec sa texture en quadrillage, soit avec la seule espèce de macle albite, l'anorthose et l'albite. Les groupements des feldspaths potassiques et sodiques en microperthites sont extrêmement fréquents (Pl. VII, fig. 5). Il est rare que les syénites néphéliniques ne contiennent pas à la fois des feldspaths potassiques et sodiques.

Certaines d'entre elles sont plus particulièrement chargées de feldspaths potassiques : c'est le plus petit nombre ; les autres contiennent toujours une très forte proportion d'albite.

Ces roches seront toujours chargées de minéraux ferromagnésiens plus ou moins alcalins, souvent accompagnés de minéraux ferromagnésiens non alcalins. Citons parmi les pyroxènes qu'elles peuvent contenir le diopside, l'augite ægyrinique, l'ægyrine, et parmi les amphiboles, la hornblende commune, l'arfvedsonite, la barkévicite et la hastingsite, amphibole plus basique que l'arfvedsonite et la barkévicite, plus potassique mais moins sodique que l'une et l'autre, et qui se caractérise par son grand angle d'extinction de 30° à 35°, sa faible biréfringence et le très petit angle de ses axes optiques.

ROCHES DE MASSIFS

Les syénites néphéliniques de massifs ont la texture grenue ou la texture intersertale. Dans ce dernier cas, c'est le feldspath alcalin qui cristallise en larges lames, dans l'intervalle desquelles viennent se loger les feldspathoïdes et les éléments ferromagnésiens. Elles présentent très fréquemment des variétés pegmatiques, à large développement des minéraux essentiels. C'est de ces variétés que proviennent la plupart des échantillons massifs de néphéline rose ou bleutée, à éclat gras, qu'on trouve dans les collections de minéraux et qui sont étiquetées *Eléolite* (pierre huileuse).

Les minéraux ferromagnésiens nous serviront à caractériser ces roches.

Nous distinguerons tout d'abord des *syénites à ægyrine*, parmi lesquelles nous citerons certains types de syénites des îles de Los (au large des côtes de Guinée) décrites par A. Lacroix. La texture en est intersertale ; les feldspaths alcalins sodiques et potassiques, associés en microperthites, sont aplatis suivant g^1 : ils sont enchevêtrés et moulés par de la néphéline ou de la sodalite ; l'ægyrine cristallise dans l'intervalle des feldspaths et est, naturellement comme eux, moulée par le feldspathoïde. L'arfvedsonite accompagne souvent l'ægyrine, et l'on trouve en outre dans ces

roches de la laovenite et de l'astrophyllite. Certains types sont à *villiaumite*, ce minéral cristallisant, lui aussi, dans les intervalles des feldspaths.

Une telle syénite à ægyrine est leucocrate, mais on lui trouve associés des faciès de variation mésocrates formés par la concentration des éléments colorés tels que l'ægyrine, l'arfvedsonite, l'astrophyllite. L'eudyalite est un des éléments caractéristiques de ces faciès : l'ægyrine y forme des aiguilles idiomorphes qui ont cristallisé avant tous les éléments blancs, et ceux-ci même sont ophitiquement moulés par l'eudyalite qui forme comme la trame de la roche. On donne parfois le nom de *lujaurite* à ces syénites mésocrates à ægyrine.

Les syénites néphéliniques de la Sierra de Monchique, au Portugal, sont plus riches en feldspaths potassiques. L'ægyrine y est généralement associée au diopside ; le diopside formant le centre d'un cristal et l'ægyrine les bords. Elles sont aussi à *arfvedsonite*.

La syénite néphélinique de Beemersville, dans le New-Jersey, est encore un exemple d'une syénite à ægyrine riche en feldspaths potassiques : tandis que près de Mariupol, sur les côtes de la mer d'Azow, on trouve une syénite néphélinique à ægyrine dont le feldspath est l'albite. Cette dernière roche est en outre chargée de zircons et sporadiquement de mica lépidomélane. On réserve le nom de *mariupolite* aux types de syénites néphéliniques caractérisées par l'albite.

On a signalé dans le Groënland méridional une *syénite néphélinique à arfvedsonite* qui contient d'ailleurs, en outre, de l'ægyrine.

Nous distinguerons ensuite des *syénites à augite* et des *syénites à barkévicite*, qui peuvent être caractérisées à la fois par l'une et l'autre espèce. La *laurdalite* du sud-est de la Norvège en apparente les types aux syénites alcalines non néphéliniques : des cristaux d'anorthose, à formes du même type que celles des *rhombenporphyr*, la caractérisent ; elle contient en outre un peu d'olivine. Dans les syénites néphéliniques à barkévicite du nord-ouest de Madagascar, l'on observe parfois la disparition de la barkévicite et son remplacement par de l'augite et de la magnétite titanifère : ce phénomène rappelle singulièrement la résorption des hornblendes brunes des andésites.

Aux îles de Los, on trouve encore des syénites à barkévicite dont le feldspath normal, l'orthose, tend à s'albitiser. La barkévicite

s'y trouve associée à une augite verdâtre. Les feldspathoïdes, néphéline ou sodalite, en cristaux idiomorphes, sont parfois enveloppés par les feldspaths.

Les roches de ce type, en se chargeant de feldspaths calcosodiques, deviennent des *monzonites néphéliniques*. Il en existe aux îles de Los, à Madagascar, à Tahiti. Le passage se fait de la syénite à la monzonite par des types de syénites dans lesquels se sont produits de grands cristaux de labrador basique ou de bitownite autour desquels l'orthose et l'anorthose viennent s'orienter régulièrement. La néphéline, accompagnée dans certains cas de sodalite et d'analcime enveloppe les feldspaths.

Par régression du feldspath alcalin qui peut arriver à ne plus former qu'une croûte mince autour des plagioclases, et par augmentation de la teneur en barkévicite, la monzonite prend le *faciès essexitique* (V. famille des théralites).

Nous distinguerons enfin des *syénites à mica lépidomélane*. On en trouve des représentants dans l'Oural, à Miasc, et à Lichtfield, aux Etats-Unis, dans le Maine. Ces roches ont une tendance à prendre la texture schisteuse, comme les micaschistes des terrains cristallophylliens. Elles sont souvent caractérisées par la *cancrinite*, minéral d'un beau jaune qui unit aux constituants de la néphéline des carbonates de chaux et de soude et un aluminate de soude. On les a nommées parfois *miascites*.

La néphéline, souvent accompagnée de sodalite était l'élément feldspathoïdique de ces trois groupes de syénites. L'on connaît aussi des *syénites à haüyne*. A. Lacroix a signalé leur présence aux îles de Los et les a décrites : un diopside vert est leur élément ferromagnésien prédominant ; la noséane ou l'haüyne y forme de gros cristaux globuleux ; la néphéline est très peu abondante ou même manque complètement ; l'orthose englobe tous les éléments. Des *monzonites à noséane* leur sont associées ; elles sont formées de labrador, d'orthose faculée d'anorthose ou d'albite, de noséane et de l'amphibole hastingsite, parfois d'augite.

La syénite néphélinique du Mont Royal (Montréal) contient fréquemment de la noséane, et l'on retrouve le même minéral dans les syénites néphéliniques de la presqu'île de Kola.

Nous n'avons, en ce moment, en vue que l'étude des roches de massifs, aussi ne parlerons-nous pas maintenant des *syénites à leucite* qui forment bien, dans des cas fréquents, des roches grenues, mais qui ne se rencontrent pas en gisement comme les syé-

nites néphéliniques. Elles sont, dans beaucoup de cas, filoniennes, mais il semble qu'elles soient toujours apparentées aux roches volcaniques.

Certaines syénites néphéliniques possèdent cette caractéristique importante d'être chargées de carbonate de chaux, sous la forme calcite ; non point que cet élément soit une produit d'altération de

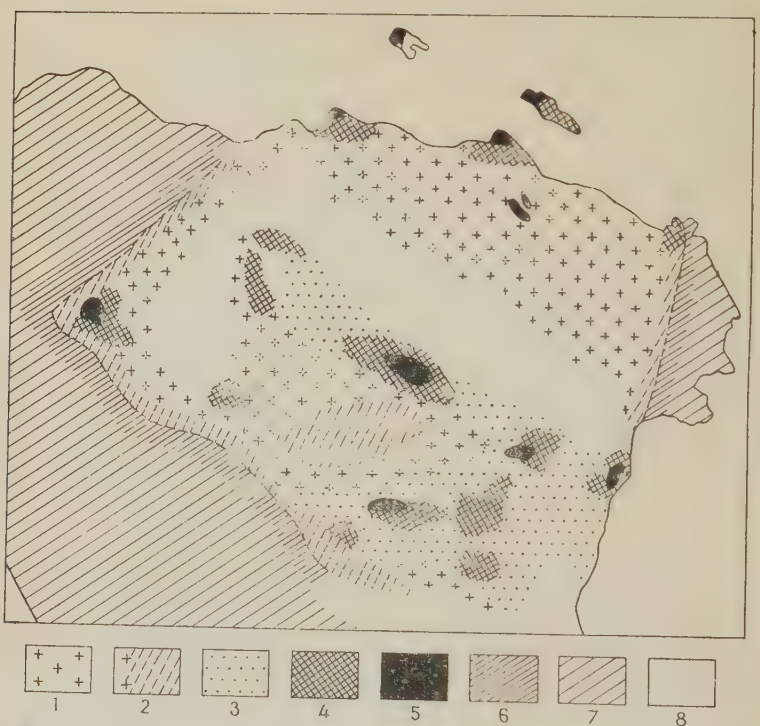


Fig. 73. — Massif de syénite néphélinique de l'île d'Alnö.
1. Syénite néphélinique et roches du même cortège ; 2. Syénite alcaline ; 3. Syénite néphélinique chargée de calcaire ; 4. Calcaires et roches néphéliniques ; 5. Calcaire relativement pur ; 6. Gneiss modifié par contact ; 7. Gneiss ; 8. Régions recouvertes.
D'après A.-G. Högbom. *Ueber das Nephelinsyenitgebiet auf der Insel Alnö. Geol. Fören. Förhandl., n° 163, vol. XVII, 1895.*

la roche, mais bien un minéral primaire. Tel est le cas de certains faciès de l'île d'Alnö, près des côtes suédoises (fig. 73). Ce massif est particulièrement hétérogène. A côté d'une syénite néphélinique à ægyrine dont les constituants essentiels sont l'orthose, la néphéline, l'ægyrine et l'augite ægyrinique, auxquels est communément

associé du sphène, on trouve des faciès à grenat mélanite, à augite titanifère, et des roches qui ne sont constituées que par de la néphéline, de la mélanite et de l'ægyrine, ou seulement par de la néphéline et de l'ægyrine, ou parfois même par de la néphéline et de l'olivine. Des lentilles épaisses de calcaire se trouvent dans le massif : dans leur voisinage, la roche néphélinique est chargée de calcite et, çà et là, de wollastonite. Dans le calcaire lui-même, on observe des nodules de roches néphéliniques. C'est également le cas des syénites néphéliniques de l'Ontario, au Canada, qui se trouvent au sein des calcaires précambriens de Grenville au contact du granite, et dans lesquelles on voit aussi des lentilles de ces calcaires. Une syénite néphélinique à cancrinite du Turkestan, décrite par Préobrajensky, contient également de la calcite à son contact avec des calcaires. Certaines de ces syénites sont en outre caractérisées par du corindon. Leur feldspath est très fréquemment une albite un peu calcique : elles passent à ce que nous nommerons des *plagioclasites néphéliniques*.

COMPOSITION CHIMIQUE DES SYÉNITES NÉPHÉLINIQUES

Analyses. — A. Syénite à ægyrine. Rouma des îles de Los ;
B. Syénite à barkévicite. Ampasindava, Madagascar ;
C. Syénite à haüyne. Tamara des îles de Los ;
D. Lujaurite. Rouma des îles de Los ;
E Miascite. Mont Sobatchia, Oural ;
F. Monzonite néphélinique. Ampasindava, Madagascar.

	A	B	C	D	E	F
SiO^2 . .	55,15	54,20	55,65	57,95	56,26	46,40
Al^2O^3 . .	20,50	19,90	20,30	13,80	23,59	21,60
Fe^2O^3 . .	1,84	2,60	1,28	5,75	0,85	4,07
FeO . . .	1,73	3,65	1,73	1,73	2,61	4,95
MgO . .	0,55	1,41	0,54	0,53	0,27	2,75
CaO . . .	0,55	3,12	2,15	1,43	0,54	8,44
Na^2O . . .	11,00	5,42	9,93	8,95	7,77	6,29
K^2O . . .	4,91	4,82	6,03	2,71	5,72	2,71
H^2O . . .	2,25	3,37	1,00	1,71	0,37	1,25
TiO^2. . .	0,34	1,15	—	0,55	0,47	1,57
Divers . .	1,06	0,23	1,74	4,50	1,46	0,26
Total . .	99,88	99,87	100,45	99,58	99,91	100,28

Divers. — A : Cl 0,47 ; MnO 0,59. — B : P^2O^5 0,23. — C : P^2O^5 0,10 ; Cl 0,79 SO^3 0,85. — D : MnO 2,76 ; Cl 0,17 ; ZrO^2 1,57. — E : CO^2 1,37 ; MnO 0,09. — F : P^2O^5 0,26.

Ces analyses donnent une idée suffisante de la composition chimique des syénites néphéliniques. Les éléments blancs virtuels sont dans les proportions suivantes :

	A	B	C	D	E	F
Orthose. . .	28,9	28,4	35,6	16,1	33,9	16,1
Albite . . .	28,8	38,3	25,7	45,1	37,2	11,0
Néphéline . .	26,7	4,0	24,4	5,7	15,6	23,0
Anorthite . .	—	14,5	—	—	2,5	22,5
Corindon . .	—	0,5	—	—	3,6	—

Il est intéressant de noter que la somme des éléments alcalins feldspathiques et feldspathoïdiques, qui peut atteindre près de 87 0 0 dans les syénites néphéliniques les plus alcalines, baisse à 70 0 0 environ dans la lujaurite, et n'est plus que de 50 0 0 dans la monzonite néphélinique. Ces éléments sont comparables à ce que nous avons nommé la fumerolle des granites. C'est aussi comme une fumerolle que nous les considérerons : mais alors que la fumerolle des granites était *hypersiliceuse*, c'est-à-dire telle qu'elle put permettre la saturation des alcalis par la silice à l'état de feldspaths et produire en outre du quartz, la fumerolle des syénites néphéliniques est *hyposiliceuse*, et c'est à ce caractère qu'elle doit de donner naissance à des feldspathoïdes.

GISEMENT DES SYÉNITES NÉPHÉLINIQUES

Il n'y a pas de très grands massifs de syénites néphéliniques. Leur aire de développement ne peut être en rien comparée à celle des granites. Elles ne forment parfois même que des pointements, soit au sein des terrains cristallophylliens, soit au sein des terrains sédimentaires. Les massifs de syénites néphéliniques, si petits qu'ils soient, sont d'ailleurs généralement hétérogènes : la syénite y est presque toujours associée soit à des syénites alcalines sans feldspathoïdes, soit à des roches plus basiques à feldspathoïdes (théralites et ijolites), soit aussi à des granites.

Dans la région nord-ouest de Madagascar, aux alentours de la baie d'Ampasindava, on peut observer une quinzaine de petits massifs de syénite néphélinique ou de roches qui leur sont appa-

rentées et qui se répartissent au milieu des sédiments du Lias et du Jurassique inférieur dans un rectangle de 90 et 50 kilomètres de côtés. Le plus important d'entre eux, le massif de Bezovona a 17 kilomètres sur 6. Ces différents massifs unissent les syénites néphéliniques à des syénites alcalines telles que nordmarkite, pulaskite, laurvikite, à des monzonites néphéliniques, à des faciès basiques que nous dirons *essexitiques*. Les sédiments du Lias auxquels ils confinent furent étudiés par P. Lemoine. Ils sont

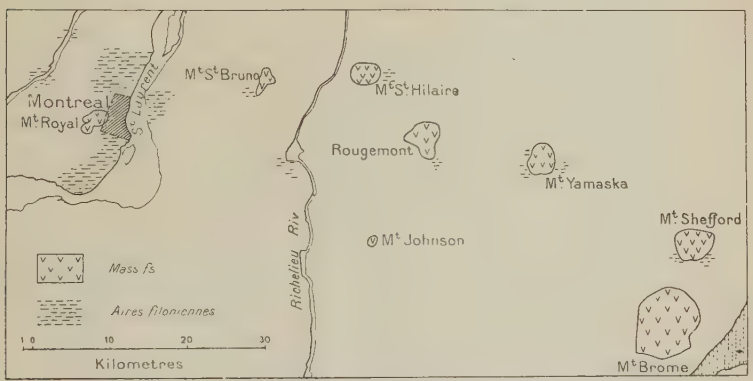


Fig. 74. — Massifs des Monteregian Hills.

Mont Royal : théralite, syénite néphélinique ; *Mont Saint-Bruno* : théralite ; *Mont Saint-Hilaire* : pulaskite, syénite néphélinique, théralite ; *Rougemont* : théralite ; *Mont Johnson* : pulaskite, théralite ; *Mont Yamaska* : syénite néphélinique, monzonite, théralite, jacupirangite ; *Mont Shefford* : nordmarkite, pulaskite, théralite ; *Mont Brome* : nordmarkite, syénite néphélinique, théralite.

D'après une carte du Livret-guide du XIIe Congrès géologique international, Toronto (En bas, à droite, le pointillé marque le prolongement de la zone appalachienne plissée).

constitués par des schistes noirs, des argiles de toutes couleurs, vertes, lie de vin, violacées, blanches, jaunes, des grès à ciment calcaire et des calcaires. Les sédiments du Jurassique inférieur consistent en argiles bleues et blanches alternant avec des calcaires marneux.

Les syénites néphéliniques ont métamorphisé ces divers sédiments : les roches argileuses, normalement constituées par des grains de quartz clastiques enveloppés par une matière isotrope d'apparence argileuse et chargées de calcite et de matières charbonneuses sont devenues des schistes micacés pyroxéniques à plagioclases. Loin des contacts, on voit naître la biotite dans la pâte

argileuse ; plus près des contacts, elle devient plus abondante en même temps qu'apparaissent des grains de pyroxènes ; puis les éléments clastiques disparaissent, les pyroxènes et les biotites s'accompagnent de magnétite et grossissent, la roche se charge de plagioclases et même d'orthose. Les calcaires sont transformés en cornéennes à pyroxènes, wollastonite, plagioclases basiques, orthose, et l'on y trouve aussi de la néphéline ; le pyroxène est une augite ægyrinique. Dans les syénites mêmes, on trouve des *grenatites* et des *pyroxénites* feldspathiques qui sont des enclaves de roches calcaires métamorphisées.

Nous avons déjà signalé les massifs syénitiques des Monteregian Hills entre Montréal et les Appalaches (fig. 74) ; ils sont en tous points comparables à ceux de Madagascar. Bien que situés dans des terrains d'âge silurien, ils ont, comme eux, même mode de gisement. Ils recoupent très nettement les sédiments au milieu desquels ils affleurent. Au Canada ces sédiments sont horizontaux, à Madagascar ils sont faiblement inclinés ; ils ont à peu près même nature lithologique, et ce sont en grande partie des argiles et des calcaires.

A. Lacroix a décrit les phénomènes de contact des calcaires et de la syénite néphélinique du Mont Royal qui forme une colline au pied de laquelle se développe la ville même de Montréal. La syénite néphélinique y est caractérisée par la barkévicite ; elle contient aussi de l'augite et du mica noir, et accessoirement des minéraux tels que la sodalite, la noséane, l'apatite, le sphène, le zircon, le grenat, la fluorine et l'astrophyllite. Cette syénite, associée à la théralite, qui forme la plus grande masse de la montagne, coupe « à l'emporte-pièce » les bancs horizontaux des calcaires de Trenton (V. fig. 75 et 76). Au contact même, le calcaire acquiert une haute cristallinité ; il se charge de diopside, de grenat, de wollastonite et de perowskite et prend, en certains points, la texture d'une cornéenne.

Les syénites néphéliniques de la région de Christiania forment un massif de 8 kilomètres sur 11 environ. Elles confinent aux pulaskites et aux laurvikites.

A l'île d'Alnö la syénite néphélinique et les roches variées qui l'accompagnent et qui en sont comme des faciès de variation, affleurent au milieu des gneiss. Au contact même des gneiss, la syénite néphélinique perd sa néphéline mais se charge d'une plus grande quantité de feldspaths alcalins : elle devient une simple

syénite alcaline. C'est *par endomorphisme* qu'au contact des lambeaux de calcaires qui se trouvent dans sa masse elle se charge de calcite et donne les roches variées que nous avons signalées.

Le même phénomène est cause de la présence de la calcite dans les syénites néphéliniques de l'Ontario : la syénite néphélinique au voisinage des calcaires de Grenville est chargée de calcite et de minéraux tels que des wernérites et de la biotite, qui se trouvent formés d'autre part dans les calcaires eux-mêmes *par exomorphisme*.

ALTÉRATIONS DES SYÉNITES NÉPHÉLINIQUES

Nous ne parlerons pas ici des altérations superficielles qui, dans les régions tropicales, conduisent à la formation de *latérites* aux dépens des syénites néphéliniques, et que nous décrirons en traitant des latérites elles-mêmes. Nous nous bornerons à signaler les altérations profondes dont le caractère particulier est dû à la décomposition des feldspathoïdes.

A Pouzac, près de Bagnères-de-Bigorre, dans les Hautes-Pyrénées, A. Lacroix a décrit une syénite néphélinique dont le faciès est un passage à la monzonite néphélinique. Dans la plus grande partie du petit massif, la néphéline est transformée en séricite. C'est également le cas de la néphéline de la microsyénite, dite porphyre à liebénérite, de Predazzo, dont nous reparlerons plus loin.

Dans beaucoup d'autres cas, la néphéline ou la sodalite se zéolitisent et se transforment principalement en hydronéphéline, en mésotype, en analcime, qui sont des silicates sodiques alumineux hydratés, ou en thomsonite qui est, en plus, calcique.

Ces transformations sont, dans la plupart des cas, produites par suite de phénomènes d'altérations qui ne sont liés en aucune façon à la genèse même de la roche. Il n'en est pas de même de certaines transformations de néphéline en cancrinite, ou encore des phénomènes d'albitisation du feldspath orthose, observés par A. Lacroix dans les syénites néphéliniques des îles de Los, et qui sont de la suite des phénomènes auxquels la roche doit elle-même son origine.

Nous nous bornerons à signaler quelques types de ces roches. En premier lieu les classiques *porphyres à liebénérite* de la région de Predazzo, qui sont des *microsyénites néphéliniques*, dans lesquels la néphéline est complètement transformée en séricite verdâtre qui fait contraste avec des orthoses rosées ; la pâte de la roche est un verre très altéré dans lequel on peut voir des microlites aplatis d'orthose. Puis la série de ce qu'on nomme les *tinguaïtes*, roches verdâtres à grain fin, essentiellement caractérisées par la présence d'une énorme quantité d'ægyrine, en fines aiguilles, associées à des lamelles d'orthose enchevêtrées ; elles sont néphéliniques ou sodalitiques, et parfois riches en analcime qui se présente toujours comme l'élément le plus récent et qui moule les autres minéraux ; elles sont parfois aussi porphyriques, et montrent des phénocristaux de néphéline et des phénocristaux d'orthose et d'anorthose groupés en microperthites. La tinguaïte tire son nom du Pic de Tingua, près de Rio de Janeiro, mais en ce gisement elle se présente bien plutôt en coulées qu'en filons.

Il existe des aplites néphéliniques ou sodalitiques en relation directe avec les massifs de syénite néphélinique. Enfin l'on trouve parfois, correspondant aux monzonites néphéliniques, des micromonzonites.

Parmi les roches filoniennes de cette famille, on peut noter l'existence de quelques roches à leucite, ou du moins de roches qui continrent originellement des cristaux de leucite, mais dont ces derniers sont pseudomorphosés en un mélange d'orthose et de néphéline : on donne à ces pseudomorphoses le nom de *pseudoleucites*. La *borolanite* du Loch Borolan, en Ecosse, peut en être considérée comme le type ; elle était, à l'origine, une microsyénite néphélinique à augite, mélanite, leucite ; elle se caractérise chimiquement par sa richesse en eau qui atteint 8 0/0 ; les alcalis s'y trouvent dans la proportion de 10,5 0/0 avec environ autant de soude que de potasse, et la silice ne dépasse pas 50 0/0.

Dans l'Arkansas on trouve, à Magnet Cove, un important massif de roches néphéliniques traversé par des dykes de compositions

variées, parmi lesquels on peut observer des roches à phénocristaux de néphéline et de pseudoleucite ; elles sont un peu plus acides, un peu plus alcalines et un peu moins calciques que la borolanite d'Ecosse.

ROCHES VOLCANIQUES

Des syénites alcalines aux syénites néphéliniques on peut marquer tous passages graduels. Les mêmes passages se retrouvent dans la catégorie des roches volcaniques. Des *trachytes* seront caractérisés par la présence d'une petite quantité de feldspathoïdes, et des types qui contiendront ces éléments en quantité plus abondante nous conduiront à l'équivalent volcanique des syénites néphéliniques proprement dites. A ces derniers types on réserve le nom de *phonolites* ; et l'on dira que des trachytes faiblement chargés de feldspathoïdes sont des *trachytes phonolitiques*.

La néphéline, la sodalite, l'haüyne, la noséane, sont les feldspathoïdes des phonolites et des trachytes phonolitiques. Les feldspaths sont de l'orthose, généralement sodique, et de l'anorthose, qui dans certains trachytes phonolitiques sont associés à l'andésine. L'augite, l'augite ægyrinique, la hornblende brune, la magnétite titanifère constituent les éléments colorés de ces roches.

Leur texture est celle des trachytes avec ou sans arrangement fluidal des microlites (Pl. VIII, fig. 3 et 4). C'est l'arrangement fluidal des microlites qui donne à certaines des roches de cette famille un délit qui permet leur fragmentation en dalles, et ce sont ces dalles qui, rendant un son sous le choc, ont motivé le nom de phonolite.

Les trachytes phonolitiques et les phonolites sont de teinte claire, d'un gris verdâtre ; elles ont parfois un éclat gras dû à la présence des feldspathoïdes dans leur masse.

Certaines phonolites sont essentiellement néphéliniques (Pl. VIII, fig. 1 et 2), et beaucoup d'entre elles sont constituées par des orthoses sodiques ou des anorthoses, tant en phénocristaux qu'en microlites, et par de menus cristaux prismatiques de néphéline associés à l'augite ægyrinique : c'est le type des phonolites françaises du

Planche VIII

Fig. 1. — ***Phonolite*** (Bohême). Très grande quantité de cristaux de néphéline.

Gr.: 33 diamètres. Lumière naturelle.

Fig. 2. — ***Phonolite*** (même roche). Néphéline et microlites d'orthose.

Gr.: 33 diamètres. Nicols croisés.

Fig 3 et 4. — ***Phonolite*** (Bohême). Néphéline et petits cristaux d'augite ægyrinique dans un fond de microlites d'orthose.

Gr.: 28 diamètres. Fig. 3 : *lum. nat.* Fig. 4 : *nicols croisés.*

Fig. 5. — ***Phonolite leucitique*** (Rieden, Lac de Laach). Cristaux corrodés d'haüyne (bordés de noir), augite ægyrinique (à demi opaque), trapézoèdres de leucite (incolores).

Gr.: 12 diamètres. Lum. nat.

Fig. 6. — ***Phonolite leucitique*** (même roche). Cristaux de leucite montrant les groupements complexes dont ils sont formés.

Gr.: 12 diamètres. Nicols croises.

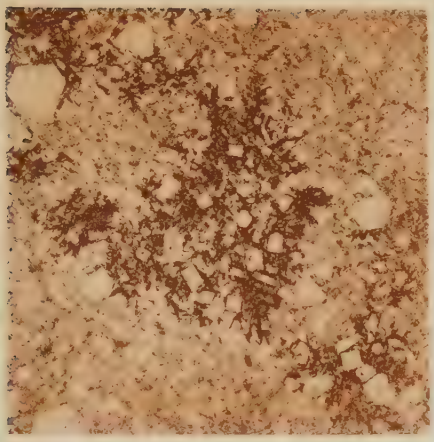


Fig 1

Fig. 2

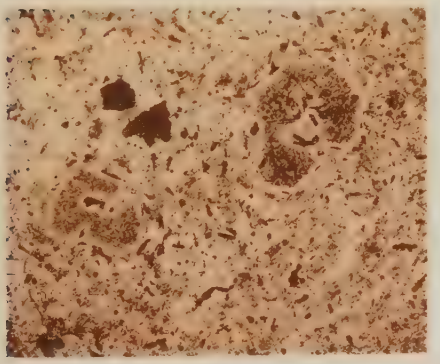


Fig. 3

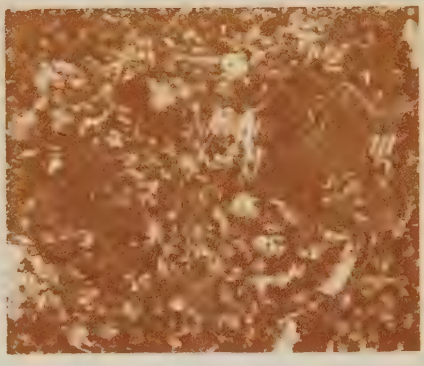


Fig. 4

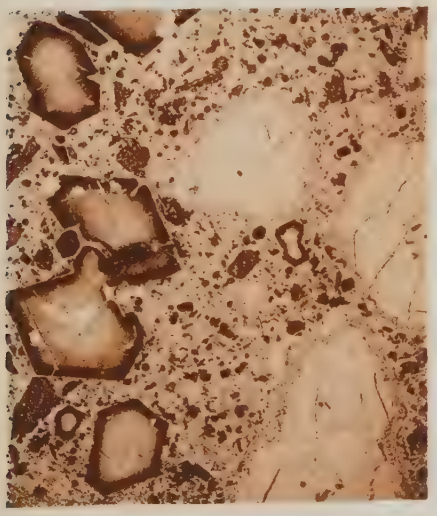


Fig. 5

Fig. 6

Mézenc et du Mégal. Il est aussi des phonolites néphéliniques qui unissent à une grande quantité de phénocristaux de néphéline et d'augite aegyrinique des cristaux de grenat mélanite et de perowskite (titanate de chaux) ; elles sont en outre abondamment chargées de sphène et de grosses apatites : c'est le cas des phonolites du Kaiserstuhl, en pays de Bade (Pl. VII, fig. 6).

D'autres phonolites sont sans néphéline, mais *à haüyne*, et contiennent ce minéral en phénocristaux et en microlites. De l'augite est associée aux microlites d'orthose pour constituer la pâte de la roche qui contient toujours en outre une notable proportion de sphène : c'est le type des phonolites du Cantal, et celui de la classique coulée des *Orgues de Bort* (en Corrèze).

Les trachytes phonolitiques ne sont généralement pas néphéliniques. Il en est qui ne contiennent que des feldspaths alcalins : on y voit de l'augite ægyrinique et une faible quanité de noséane. D'autres sont caractérisés par des phénocristaux d'andésine, en même temps que par des phénocristaux d'orthose sodique ; ils sont à haüyne, augite, hornblende brune, magnétite titanifère, leurs microlites étant formés des mêmes éléments moins la hornblende, et l'haüyne passant à la noséane ; parfois, dans les druses, de la néphéline et de l'analcime se sont individualisées : c'est le type des *roches Tuilière et Sanadoire* au Mont-Dore.

A côté de ces roches à feldspathoïdes sodiques on peut citer, de la même famille, des roches à leucite. Elles forment le groupe des roches auxquelles on a donné les noms variés de *leucitophyres*, *leucitphonolites*, *phonolites à leucite*, *phonolites leucitiques*, *trachytes à leucite*. Elles sont caractérisées par la coexistence d'un feldspath alcalin et de la leucite, qu'accompagne parfois un peu de nephéline ou de noséane.

Certaines phonolites à leucite ne contiennent pas de feldspaths calcosodiques. Les roches de cette nature qui proviennent du lac de Bracciano, en Italie centrale, contiennent de gros cristaux de leucite, en beaux trapézoèdres, qui sont accompagnés de petits phénocristaux d'augite. Quant à la pâte de la roche elle est faite du mélange de microlites de feldspaths alcalins, de menus cristaux de leucite, d'un peu d'augite ægyrinique, de magnétite, et elle est parfois imprégnée de néphéline ; d'ailleurs la leucite de la pâte y est parfois transformée en un mélange de néphéline et d'orthose.

Les phonolites à leucite sont largement développées parmi les

produits des volcans tertiaires de l'Eifel (Pl. VIII, fig. 5 et 6). Elles sont, en cette région, caractérisées par la présence de phénocristaux de noséane toujours corrodés ; l'augite ægyrinique y existe à la fois en phénocristaux et en microlites, et il en est souvent de même de la leucite, mais parfois celle-ci ne se trouve qu'en très menus cristaux qu'accompagnent, en certains cas, de petits prismes de néphéline ; l'orthose ne s'y trouve guère que sous forme de microlites, de toutes tailles et parfois assez grands pour englober pœcilitiquement les petites leucites. Dans certains types à phénocristaux de leucite on voit que ce minéral contient lui-même en inclusions de petits cristaux d'augite ægyrinique et de noséane : la noséane elle-même n'englobe rien. Ces roches contiennent aussi de la pérowskite et assez couramment du grenat mélanite.

Certaines phonolites à leucite des environs du lac d'Albano, en Italie, contiennent à la fois des microlites d'orthose et de labrador. Elles marquent le passage des phonolites aux *leucittéphrites* que nous étudierons plus loin.

Compositions chimiques. — A. Phonolite à haüyne. Vensac.
B. Trachyte phonolitique. Roche Tuilière, Mont-Dore.
C. Phonolite à leucite. Lac de Bracciano, Italie.

	A	B	C
SiO^2	54,30	59,24	55,87
Al^2O^3	21,91	18,20	20,85
Fe^2O^3	2,64	1,40	2,34
FeO	0,97	1,46	1,10
MnO	0,19	0,20	–
MgO	0,47	0,38	0,48
CaO	3,46	4,90	3,07
Na^2O	8,13	5,84	4,81
K^2O	5,65	5,15	10,49
TiO^2	0,20	0,24	0,79
P^2O^5	0,28	0,13	0,11
H^2O	1,09	2,72	0,34
Divers	1,08	0,21	0,09
Total	100,37	100,07	100,34

Divers. — A : Cl 0,39 ; SO^3 0,69. — B : Cl 0,13 ; SO^3 0,08. — C : BaO 0,09.

GISEMENT DES ROCHES VOLCANIQUES DE LA FAMILLE DES SYÉNITES NÉPHÉLINIQUES

Des diverses roches que nous venons de décrire, les phonolites et les trachytes phonolitiques se montrent rarement sous forme de coulées : on connaît avec ce mode de gisement les phonolites de Bort (Corrèze). Cette coulée phonolitique surmonte des tufs de projection, phonolitiques eux aussi, et, ainsi que l'indique Glangeaud, elle paraît être issue d'un volcan à cratère ; elle fut émise entre l'Oligocène et le Pliocène. Mais c'est généralement sous forme de *pitons* que se présentent les phonolites ; leur forme a conduit les vulcanologistes à les rapprocher des intumescences qui ont produit les dômes péléens. Nous citerons comme types de pitons phonolitiques ceux du Mézenc, du Gerbier des Joncs et du Mégal, dans le massif du Velay. Les trachytes phonolitiques des roches Tuilière et Sanadoire au Mont-Dore semblent avoir un mode de gisement analogue ou tout au moins former les restes de deux forts dykes. Il y a d'ailleurs dans le massif du Cantal des filons de phonolites qui traversent l'appareil volcanique.

Quant aux roches leucitiques de cette famille elles se présentent sous forme de coulées ou de matériaux de projections.

Certains volcans à laves leucitiques montrent au milieu des matériaux de projections de caractère microlitique, et qui ne se distinguent en rien de véritables laves, des débris de roches grenues de même constitution minéralogique. Parmi les matériaux projetés par l'ancien volcan du Vésuve A. Lacroix a signalé des phonolites leucitiques et des trachytes phonolitiques dont les blocs sont associés à des débris de *syénites leucitiques*, caractérisées par des cristaux de sanidine et de leucite associés au grenat mélanite, à l'augite, à la hornblende, au mica biotite, au sphène et à l'apatite, et qui, se chargeant parfois d'une petite quantité d'un plagioclase basique, forment un terme de passage à des *monzonites leucitiques*. Certaines de ces syénites prennent la texture microgrenue et deviennent des microsyénites : les unes *à pseudoleucites* sont comparables aux borolanites d'Écosse ; d'autres qui contiennent de la néphéline et du grenat mélanite sont chargées de petits cristaux idiomorphes d'idocrase, et se font remarquer par la fréquence de leurs enclaves calcaires.

Des roches grenues à leucites auraient donc pu se produire dans les soubassements de massifs volcaniques, où peut-être elles constituaient des sills analogues à ceux qui ont été précédemment signalés à propos d'autres roches des volcans de la Réunion, du Cantal, ou des îles Hawaï ; mais la leucite, qui s'était à l'origine trouvée dans les conditions qui permettaient sa formation, se serait le plus souvent ultérieurement transformée en un mélange d'orthose et de néphéline. Il y a lieu de remarquer que la leucite ne s'est pas, en tant que phénocristaux, individualisée en même temps que l'haüyne ou la noséane : ces feldspathoïdes ont cristallisé tout d'abord ainsi que une partie de l'augite ægyrinique, et les cristaux de leucite, comme nous l'avons fait remarquer, en englobent certains individus. La leucite, bien que souvent en phénocristaux, n'est donc pas un élément de première consolidation ; son rôle dans la roche est assez semblable à celui des grands cristaux d'orthose ou de microcline de certains granites porphyroïdes. Quand la roche cristallisait, ses éléments pouvaient s'individualiser sous soit forme de leucite, soit sous forme du mélange d'orthose et de néphéline. Dans les roches volcaniques grenues de l'appareil profond du volcan la leucite a pu se trouver dans des conditions d'instabilité qui ont permis sa pseudomorphose. Plus profondément encore ses éléments n'ont pu que donner de l'orthose et de la néphéline. Ainsi n'y a-t-il pas de roches leucitiques de massifs.

La leucite se produit par fusion purement ignée, nous le savons par *l'expérience de Fouqué et Michel-Levy*, aussi la trouve-t-on dans les laves proprement dites. Des actions d'ordre pneumatolitique peuvent la *transformer* en un mélange d'orthose et de néphéline, et cette transformation se produit avec facilité dans l'appareil volcanique superficiel ou profond, et c'est pourquoi, dans ces parties, les roches grenues à pseudoleucites sont fréquentes. L'explosion du volcan a pu fragmenter la roche grenue leucitique avant la transformation des leucites, aussi peut-on retrouver celles-ci intactes, dans les matériaux de projection. En profondeur les conditions pneumatolitiques étaient prédominantes sur celles de la fusion ignée : les roches leucitiques ne se forment pas ; à leur place se constituent des roches à néphéline et à feldspath potassique.

Ce que nous venons d'exposer revient à dire qu'il est des types hétéromorphes constitués d'une part par des roches leucitiques,

d'autre part par des roches néphéliniques non leucitiques. Nous citerons en particulier certain type de la syénite néphélinique de Beemersville (N. J.) et les tinguaïtes à leucites de la Sierra de Tingua (Brésil) dont la composition chimique est à peu près la même et qui contiennent en particulier 9,5 et 8,86 0/0 de K^2O ; 6,48 et 6,76 0/0 de Na^2O. De même la phonolite leucitique du lac de Bracciano possède une composition chimique très voisine d'une syénite néphélinique d'Itschan, en Sibérie : elles donnent à l'analyse des proportions d'alcalis atteignant respectivement 10,49 et 10,05 0/0 pour K^2O, et 4,81 et 5,29 0/0 pour Na^2O.

VII. — LES FAMILLES DES THÉRALITES ET DES IJOLITES

Les familles des théralites et des ijolites groupent des roches qui sont encore caractérisées par des feldspathoïdes, mais dont les unes, du groupe des ijolites, sont sans feldspaths, et les autres, du groupe des théralites, contiennent des feldspaths calcosodiques

Fig. 75. — Coupe du Mont Royal.
1. Théralite; 2. Syénite néphélinique; 3. Calcaire de Trenton; 4. Schistes d'Utica transformés; 5. Brèche camptonitique; 6. Filons (camptonites, etc.). D'après F.-D. Adams. *Livret-guide du XII^e^ Congrès géologique international, Toronto.*
(On a marqué la traversée en tunnel de la montagne par la ligne du chemin de fer).

et très peu ou pas de feldspaths purement alcalins : mais il y a naturellement tous passages entre les divers types théoriques de ces roches et les roches des familles précédentes.

A leurs éléments blancs les roches de ces deux familles unissent des éléments colorés qui sont des pyroxènes, des amphiboles et des micas, et généralement de même nature minéralogique que ceux des syénites néphéliniques. Les syénites néphéliniques d'ailleurs passent aux théralites en prenant ce que nous nommerons *le faciès essexitique* (Pl. IX, fig. 1 et 2). Ainsi en est-il des syénites néphéliniques à barkévicite, de Madagascar, caractérisées par leurs grands cristaux d'orthose et d'albite groupés en micro-

perthites et aplatis suivant g^1, par une petite quantité de néphéline cristallisant dans leurs intervalles, et par de la barkévicite en grandes aiguilles moulant ophitiquement les feldspaths. Elles sont chargées par place de plagioclases. La quantité de barkévicite augmentant en même temps que les proportions de feldspaths alcalins diminuent et que les plagioclases deviennent abondants, elles prennent *le faciès essexitique*. De leucocrate qu'elle était la roche devient mésocrate et tend vers un type mélanocrate.

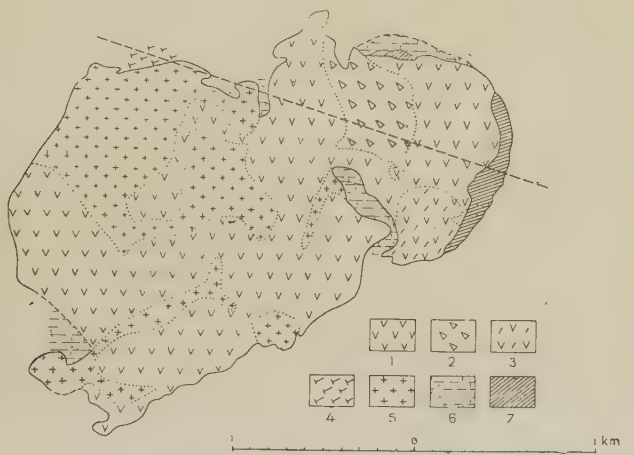


Fig. 76. — Carte du Mont Royal.

1. Théralite ; 2. Théralite bréchoïde ; 3. Théralite à olivine ; 4. Brèche camptonitique ; 5. Syénite néphélinique ; 6. Calcaire de Trenton marmorisé ; 7. Schistes d'Utica transformés.

D'après F.-D. Adams. *Livret-guide du XII^e Congrès géologique international, Toronto.*

(La ligne en petits traits représente le tracé du chemin de fer).

L'examen des échantillons de syénites néphéliniques à faciès de variation mésocrates semble indiquer que c'est le faciès basique essexitique qui se transforme en faciès acide syénitique : dans une masse de roche mésocrate ou mélanocrate, les parties leucocrates sont réparties de telle manière qu'on dirait d'une fumée qui s'est propagée dans le magma basique primitif en imprégnant certaines régions ; et cela rappelle singulièrement ce que l'on observe lorsque des gabbros, subissant les modifications que nous avons signalées à leurs propos, sont acidifiés et alcalinisés.

Le faciès essexitique peut donc s'entendre à la fois des théralites et des syénites néphéliniques. On l'a souvent considéré comme

un type de roches de massifs et très fréquemment on l'a décrit comme tête de file d'une famille. Nous ne pensons pas devoir ainsi faire : les roches auxquelles on a donné le nom d'*essexites* ne sont pour nous que des théralites chargées d'une certaine quantité d'orthose ou des monzonites néphéliniques mésocrates.

FAMILLE DES THÉRALITES

DIVERS TYPES DE MASSIFS

Les roches mélanocrates associées aux syénites alcalines ou aux syénites néphéliniques des Monteregian Hills, au Canada, sont des théralites qui prennent souvent le faciès essexitique. Elles sont caractérisées par un pyroxène titanifère, de la barkévicite, une biotite du type lépidomélane, de la magnétite ou titanomagnétite et par un feldspath labrador ; les cristaux de feldspath sont aplatis suivant g^1 et le plus souvent bordés d'orthose. Le feldspathoïde n'existe qu'en petites quantités et se produit dans les intervalles des feldspaths. Certains types sont en outre chargés d'olivine ; d'autres contiennent une quantité d'orthose qui atteint presque celle des plagioclases et passent à la monzonite.

Au Mont Royal, la théralite est associée à une syénite néphélinique et forme la plus grande partie du massif (fig. 75 et 76). Au Mont Johnson la théralite est associée à une pulaskite à laquelle elle passe par l'intermédiaire d'un type à orthose sodique et oligoclase et contenant en outre les mêmes éléments noirs que la théralite ; elle occupe la partie supérieure du mont et peut être considérée comme formant la partie centrale de celui-ci, tandis que la pulaskite se trouve sur son pourtour.

Ailleurs c'est encore en association avec des roches alcalines formant massifs qu'on trouve les théralites : il en est ainsi à la presqu'île de Kola et à Madagascar.

Analyse de la théralite du Mont Johnson :

SiO^2	TiO^2	Al^2O^3	Fe^2O^3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na^2O	K^2O	P^2O^5	H^2O
48,85	2,47	19,38	4,29	4,94	0,19	2,0	7,98	5,44	1,91	1,23	0,68

Total : 99,36

La composition minéralogique virtuelle met en évidence les éléments blancs suivants :

Albite.	36,75
Orthose	9,47
Néphéline	3,99
Anorthite.	20,23

La quantité d'orthose exprimée trouve sa potasse à la fois dans la petite quantité d'orthose réelle dont est chargée la roche et dans le mica noir qu'elle contient.

Dans d'autres types, les proportions de néphéline virtuelle peuvent atteindre 11 0/0, mais on conçoit qu'une telle proportion ne soit pas nécessairement donnée par un type plus leucocrate : il suffit pour qu'elle soit mise en évidence que la proportion de barkévicite, amphibole sodique, augmente au détriment des proportions de feldspaths calcosodiques. Les théralites à faciès essexitiques sont naturellement plus acides, et les proportions de silice y peuvent atteindre 53 0/0.

Sous le nom de *bérondrites* (Pl. IX, fig. 1 et 2) A. Lacroix distingue des théralites à hornblende dont les feldspaths calcosodiques sont très basiques et qui, contenant très peu de néphéline, sont dépourvues à peu près complètement de feldspaths alcalins. A l'analyse chimique ces roches donnent en moyenne : SiO^2 43,5 ; CaO 13,5 ; Alcalis 4,8.

Dans la famille des théralites nous rangerons en outre des roches leucocrates qui sont aux théralites mésocrates ou mélanocrates ce que les plagioclasites (anorthosites) sont aux gabbros riches en éléments ferromagnésiens. Ces roches, qu'on pourrait nommer des *plagioclasites néphéliniques,* et que les pétrographes canadiens rangent habituellement parmi les syénites, ne sont pas toujours très riches en néphéline. La *craigmontite*, dont le type est pris à Craigmont, dans l'Ontario, est riche en néphéline, et contient en outre du corindon ; son feldspath est l'oligoclase ; elle est chargée de muscovite, de biotite, de magnétite et de calcite. On peut exprimer approximativement sa composition minéralogique ainsi qu'il suit :

Néphéline	63,18
Oligoclase	29,66
Muscovite.	4,39
Calcite	1,42
Corindon.	0,50
Biotite	0,50
Magnétite	0,10

Planche IX

Fig. 1 et 2. — ***Théralite***, à faciès essexitique (Madagascar, type ***bérondrite*** de A. Lacroix). Longs cristaux de barkévicite, et plagioclases recouverts d'un léger manteau d'orthose.

Gr.: 10 diamètres. Fig. 1 : *Nicols croisés* ; fig. 2 : *Lum. nat.*

Fig. 3. — ***Andésite à haüyne*** (Dobrankatal, Bohême). Cristal d'amphibole transformé en magnétite et pyroxène sur son pourtour. Les cristaux d'haüyne sont zéolitisés.

Gr. : 30 diamètres. Lum. nat.

Fig. 4. — ***Camptonite*** (Mittelgebirge). Agglomérat d'aiguilles de barkévicite et de plagioclases basiques. Un grand cristal de labrador, en haut de la figure.

Gr.: 30 diamètres. Lum. nat.

Fig. 5. — ***Monchiquite*** (Rio de Janeiro). Augite et mica noir dans un verre zéolitisé et serpentinisé.

Gr.: 33 diamètres. Lum. nat.

Fig 1

Fig 2

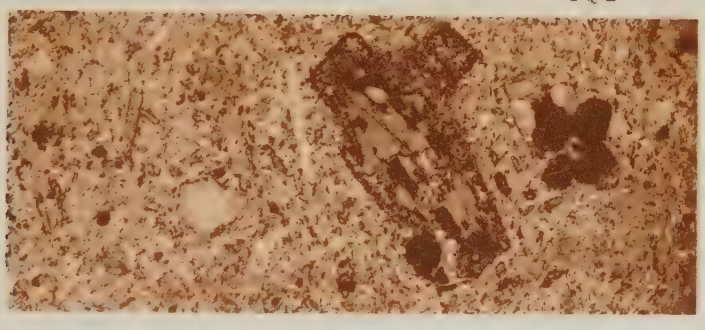


Fig 3

Fig. 4

Fig 5

La *dungannonite*, de Dungannon, Ontario, est surtout faite de plagioclase (andésine) et contient fort peu de néphéline, mais elle est riche en corindon. Elle est aussi à biotite, à muscovite, à calcite, et contient en outre de la scapolite. On peut représenter sa composition minéralogique de la manière suivante :

Andésine.	72
Néphéline	3
Scapolite.	2
Corindon.	13,24
Biotite	5
Muscovite	3
Magnétite	1,39
Calcite	0,37

Certaines dungannonites, non néphéliniques, mettent virtuellement en évidence du quartz. Elles sont de simples plagioclasites à corindon. D'ailleurs ces roches qui proviennent du district de Bancroft sont associées non seulement à des syénites alcalines, mais à des roches franchement acides, et l'on trouve avec elles de véritables pegmatites quartziques à corindon, dont les feldspaths sont des microperthites d'orthose et d'albite.

TYPES DE FILONS

Aux roches de massifs de la famille des théralites sont très fréquemment associées des roches filoniennes de composition minéralogique identique ou voisine.

Nous signalerons tout d'abord les deux types désignés sous les noms de *camptonites* et de *monchiquites* (Pl. IX, fig. 4 et 5). Les camptonites sont des roches de couleur foncée, à grain fin, parfois porphyriques, essentiellement constituées de hornblende brune barkévicitique, de pyroxène le plus souvent titanifère, et de plagioclases ; elles sont accessoirement chargées de néphéline, de perowskite et d'apatite. Les monchiquites possèdent les mêmes minéraux essentiels, mais avec régression des plagioclases, dans une pâte en grande partie formée d'analcime ; elles sont souvent sporadiquement chargées d'olivine.

Au Mont Royal, ces roches sous forme de filons minces ramifiés et se recoupant l'un l'autre traversent les calcaires de Trenton. On les trouve à Madagascar, aux îles de Los et en général dans les

régions de massifs néphéliniques. On les trouve aussi dans les régions de monzonites telles que celles du Tyrol, et si elles ne sont pas là en connexion directe avec des massifs néphéliniques elles sont cependant associées à des roches filoniennes à nephéline, tinguaïtes, microsyénites.

Les camptonites et les monchiquites sont assez riches en éléments ferromagnésiens pour faire figure de lamprophyres. D'ailleurs en se chargeant d'orthose microlitique elles passent aux lamprophyres syénitiques et aboutissent à certains types qui se caractériseraient, envisagés du seul point de vue minéralogique, comme minettes à feldspathoïdes. C'est en particulier le cas de certaine roche intrusive à haüyne du Montana, constituée par des phénocristaux d'augite, de biotite, d'haüyne corrodée, accompagnés de grains d'olivine et d'apatite, dans une pâte de microlites d'augite ægyrinique, de biotite, et de petites haüynes moulés par une masse de microlites d'orthose souvent groupés en sphérolites.

Mais le caractère lamprophyrique des roches composées des mêmes minéraux que les camptonites et les monchiquites peut disparaître si les éléments blancs viennent à prédominer sur les éléments ferromagnésiens : nous désignerons comme *teschénites* les roches ainsi formées. On trouve les teschénites à Teschen même en Moravie, au Portugal, dans les Pyrénées occidentales françaises. Il est très remarquable que, dans ces divers gisements, ces roches se trouvent au sein des calcaires crétacés ; on les trouve d'ailleurs avec des types lamprophyriques, et il est fréquent en outre qu'elles y soient associées à des roches basiques de caractère gabbroïque, avec ou sans olivine.

TYPES VOLCANIQUES

Si les théralites ne nous ont pas fourni de types leucitiques de massif, c'est que les roches à feldspathoïdes et feldspaths calco-sodiques sont soumises, en ce qui concerne la production de la leucite, aux mêmes lois que les roches à feldspaths alcalins. Mais nous allons naturellement rencontrer des types à leucite parmi les roches volcaniques de cette famille.

Les roches volcaniques de la famille des théralites sont généralement désignées sous le nom de *téphrites*, et l'on spécifie qu'elles sont *leucitiques* ou *néphéliniques*. Elles peuvent être aussi carac-

térisées par un autre feldspathoïde, par exemple par l'haüyne. Si l'haüyne ne s'y trouve que sporadiquement répandue, et si la roche ne contient pas d'autres feldspathoïdes, elle n'est, cela se conçoit vite, qu'une *andésite à haüyne* (Pl. IX, fig. 3) ; si la roche est, en outre, chargée d'une quantité importante de leucite ou de néphéline, nous dirons qu'elle est une *téphrite néphélinique* ou *leucitique à haüyne*. On n'a pas encore signalé de *téphrites haüyniques* qui soient équivalentes aux téphrites leucitiques ou néphéliniques.

Quand les téphrites contiennent une notable proportion d'olivine, on les désigne sous le nom de *basanites* et on les spécifie comme on fait des téphrites.

Prenons au Vésuve le type des *téphrites leucitiques* qu'on nomme encore *leucotéphrites* ou *leucittéphrites*. On les trouve en coulées, en dykes, en sills, comme matériaux de cinérites ou sous forme de blocs projetés. A. Lacroix distingue les types qui correspondent à de lents épanchements laviques (éruption de 1895) de ceux qui furent émis lors des éruptions paroxysmales (éruptions de 1872 et 1631). Les premiers montrent des phénocristaux de leucite bien visibles à l'œil nu et des phénocristaux plus petits d'augite, d'olivine et parfois de plagioclases. Les seconds ne montrent que des phénocristaux d'augite macroscopiques, ceux de leucite, d'olivine et de plagioclases étant très petits. La pâte, chargée de microlites de plagioclases, et parfois aussi d'olivine, est riche en augite et pauvre en leucite dans les premiers types, tandis que l'inverse se produit pour les seconds ; dans l'un et l'autre type ses degrés de cristallinité sont variables : au bord des coulées ou dans les scories de projection elle est très vitreuse, mais elle est holocristalline au centre de certaines grandes coulées (1631).

Des minéraux d'origine pneumatolitique chargent les cavités de toutes ces roches : ce sont néphéline, sodalite, orthose, fayalite, biotite, hornblende.

Il y a d'ailleurs bien des manières d'être des téphrites leucitiques. Certaines de ces roches qui contiennent des phénocristaux macroscopiques et des glaçons de cristaux de labrador ont une pâte faite de grains d'augite, de menues biotites, de magnétite et de quelques petites leucites, mais principalement de microlites d'orthose auxquels sont associés çà et là des microlites de labrador. Une telle roche, dont on trouve le type en Italie centrale

(Civita Castellana), pourrait être nommée, mieux que téphrite leucitique, *trachyandésite leucitique*; c'est un terme de passage aux phonolites leucitiques.

Citons en outre, de provenance italienne aussi, les *téphrites leucitiques à haüyne* de Tavolato, dans lesquelles l'haüyne se trouve en grands et petits cristaux et dont les plus gros cristaux de leucite englobent les petites haüynes. Cette roche contient en outre de nombreux microlites d'augite ægyrinique.

Dans le massif du Kaiserstuhl, en pays de Bade, on trouve des téphrites leucitiques : elles ont le caractère des basanites et sont fréquemment, en outre, chargées d'haüyne. Un certain nombre des laves des volcans de l'Eifel sont aussi des téphrites leucitiques à haüyne.

Les *téphrites néphéliniques* sont les roches classiques des îles Canaries et des îles du Cap-Vert. Elles sont parfois à haüyne et contiennent de l'augite et du labrador, et quelques-unes d'entre elles de la biotite et de la hornblende. Elles forment encore une grande partie des laves de Kaiserstuhl.

On trouve aussi çà et là des téphrites à la fois néphéliniques et leucitiques, par exemple dans l'Eifel. Il y a, dans le Mittelgebirge de Bohême, des trachyandésites à sodalite.

Quant aux *andésites à haüyne*, au Mont-Dore où on les trouve en abondance, elles forment, en particulier sous les basaltes de la Banne d'Ordanche, d'épaisses coulées. Elles montrent à l'œil nu des cristaux bleus d'haüyne et sont en outre essentiellement constituées de phénocristaux de labrador et d'andésine, d'augite et parfois de hornblende en voie de résorption, et par des microlites d'andésine moulés par une petite quantité de verre.

En d'autres régions, des roches de cette série, à phénocristaux de bitownite, d'haüyne, d'augite et de hornblende plus ou moins résorbée, sont caractérisées par des microlites d'orthose, en quantité très supérieure aux microlites de labrador et d'andésine, associés à des microlites d'augite ægyrinique : telle est la composition d'une roche de Célèbes. Il est à Trébizonde des laves de constitution analogue. A toutes ces roches nous donnerions le nom de *trachyandésites à haüyne*.

Nous ne pouvons séparer de l'étude des téphrites celle de quelques roches dont les débris sont associés généralement à leurs produits de projection.

Ce sont des roches holocristallines, parmi lesquelles nous cite-

rons tout d'abord les *sommaïtes*, caractérisées par l'olivine et l'augite généralement visibles à l'œil nu, au sein d'une masse d'éléments blancs, leucite, plagioclase, orthose, associés à un peu de biotite. Ces roches tiennent à la fois des *sanidinites* et des *microtinites*. L'orthose est leur dernier élément cristallisé et leur texture est celle de la monzonite classique du Tyrol, aussi la sommaïte apparaît-elle comme une *monzonite leucitique*.

Au point de vue chimique les sommaïtes sont les équivalents grenus des téphrites leucitiques. D'après les études de A. Lacroix, qui les a découvertes et qui a signalé leur importance dans le groupe volcanique Vésuve-Somma, elles correspondent mieux aux téphrites propres à la Somma qu'aux téphrites du Vésuve, étant comme celles-là plus plagioclasiques et moins leucitiques que celles-ci ; et cela est très satisfaisant car elles sont sans aucun doute les vestiges de sills consolidés dans l'appareil profond de l'ancien volcan et dont le magma originel était celui des laves elles-mêmes.

D'autres roches à gros grain faites d'augite, de leucite et d'anorthite sont, au point de vue minéralogique, de véritables téphrites grenues. On les trouve avec des roches sans leucite, mais à biotite, qui ne diffèrent pas des premières par la composition chimique et qui forment avec elles des types hétéromorphes : toute la potasse est fixée par la biotite. Les unes et les autres proviennent des profondeurs de l'appareil volcanique.

Dans les coulées des andésites à haüyne d'Auvergne on trouve des enclaves constituées par des microtinites à noséane holocristallines, dont le plagioclase zoné, qui a en moyenne la composition de l'andésine, est enveloppé par la sanidine ; elles ont la texture des monzonites, et passent à des théralites plus ou moins riches en haüyne.

De ces divers faits nous tirons d'abord cette conclusion que l'existence des roches théralitiques grenues, d'allure granitoïde, à feldspathoïdes tels que la leucite, est possible, malgré que de semblables roches ne forment jamais de massifs. Elles ont été produites, semble-t-il, dans l'appareil volcanique, là où les conditions de la fusion purement ignée prévalaient ; elles n'ont pu se constituer quand les influences d'ordre pneumatolitiques agissaient dans la cristallisation du magma : leurs équivalents hétéromorphes se sont alors produits.

D'autre part, les enclaves des andésites à haüyne nous montrent

aussi que des roches grenues théralitiques à haüyne peuvent se produire. Nous connaissons bien des syénites et des monzonites à haüyne ou noséane, mais on n'a pas encore signalé de véritables théralites en massifs caractérisées par ces feldspathoïdes. Il n'y a d'ailleurs pas lieu de rapprocher les conditions de stabilité de l'haüyne ou de la noséane de celles de la leucite.

COMPOSITIONS CHIMIQUES DES ROCHES LAVIQUES DE LA FAMILLE DES THÉRALITES

A. Téphrite leucitique, du Vésuve (1631) ;
B. Téphrite leucitique, en dykes, dans les tufs de l'Atrio del Cavallo ;
C. Sommaïte, de la Somma ;
D. Andésite à haüyne, de la brèche andésitique du Falgoux (Cantal).

	A	B	C	D
SiO^2	47,71	50,39	50,65	54,51
Al^2O^3	17,61	19,43	19,10	20,40
Fe^2O^3	2,46	3,83	1,79	1,63
FeO	5,68	7,10	5,16	3,17
MgO	4,80	2,33	5,46	1,95
CaO	9,42	9,13	8,84	4,55
Na^2O	2,75	2,45	2,04	5,85
K^2O	7,64	4,91	5,06	4,30
TiO^2	0,37	—	1,11	1,17
P^2O^5	0,77	—	0,43	0,04
H^2O	—	0,80	1,18	2,25
Divers	0,32	—	—	0,37
	99,53	100,37	100,82	100,19

Divers. — A : ZrO^2 0,06 ; BaO 0,26. — D : Cl 0,10 ; SO^3 0,27.

FAMILLE DES IJOLITES

Elle est constituée par des roches dont les feldspathoïdes sont les seuls éléments blancs caractéristiques.

TYPES DE MASSIFS

La roche à laquelle on a donné le nom d'*ijolite* est leucocrate, et essentiellement formée de néphéline et d'un diopside ægyrini-

que ou d'ægyrine même. A ces éléments s'adjoignent des minéraux accessoires tels que le grenat mélanite, l'apatite, le sphène, la cancrinite, des minerais tels que la magnétite titanifère et la pyrrhotine, et parfois un peu de biotite et même de feldspath alcalin. La calcite s'y trouve très constamment en certains gisements.

Dans beaucoup d'ijolites, les cristaux de pyroxène ont à peu près les dimensions de ceux de néphéline, et la texture de la roche est franchement grenue ; mais il est des cas où le pyroxène est en forme d'aiguilles que moulent les cristaux de néphéline, et c'est généralement quand la roche tend à devenir mésocrate ou mélanocrate. On connaît d'ailleurs toutes variétés de roches de cette famille, depuis les types leucocrates, tenant plus de 85 0/0 de néphéline et moins de 7 0/0 de pyroxène, jusqu'à des types mélanocrates tenant un peu moins de 10 0/0 de néphéline et plus de 75 0/0 de pyroxène.

Aux premiers types très riches en néphéline, on a donné le nom d'*urtite*. Le type en est une roche de la presqu'île de Kola dont les proportions de néphéline sont de 82 à 86 0/0, celles de l'ægyrine de 16 à 12 0/0, et qui contient 2 0/0 d'apatite. Avec W.-C. Brögger, nous réserverons le nom d'*ijolite* (*sensu stricto*) aux termes normalement leucocrates et celui de *melteigite* (de la localité de Melteig, dans le district de Fen, en Norvège) aux types à tendance mélanocrate qui contiennent moins de 45 0/0 de néphéline ou de minéraux de la même famille. Quant aux termes très riches en pyroxène et pauvres en néphéline, le nom de *jacupirangite* (de Jacupiranga, dans la province de São Paulo, au Brésil) leur sera donné

La famille des ijolites, *les ijolites*, dirons-nous par abréviation, comprend donc toute une série de roches de massifs allant de termes très leucocrates jusqu'à des termes très mélanocrates.

Suivant la nature et la proportion des minéraux accessoires on distinguera diverses variétés d'ijolites.

Certaines d'entre elles sont riches en grenat mélanite, parfois titanifère. Telles sont les melteigites de Magnet Cove (Arkansas) (Pl. X, fig. 1 et 2) qui comprennent des types à 23 0/0 de grenat pour 39 0/0 de néphéline ; telles sont aussi les ijolites d'Alnö, dans lesquelles le grenat atteint à la proportion de 18 0/0 dans des types à 65 0/0 de néphéline.

D'autres ijolites contiennent de la biotite, et certaines sont carac

térisées par des hornblendes alcalines : elles montrent alors souvent, à côté de ces éléments, un peu de feldspath alcalin, orthose ou albite. Dans les ijolites à biotite, le pyroxène et la biotite sont généralement groupés, et l'un semble s'être partiellement substitué à l'autre. Si du carbonate de chaux se trouve dans la roche, il est séparé de la néphéline par une croûte formée de lamelles de cancrinite associées à des lamelles de muscovite. Dans certaines ijolites, comme celles de Jivaara, en Finlande, on trouve parfois un peu de wollastonite.

Citons enfin certaines jacupirangites de la région de Ice-River, en Colombie britannique, qui contiennent jusqu'à 30 0 0 de mélanite titanifère et de sphène et forment le terme le plus basique d'une série pétrographique dont le terme le plus acide est une syénite néphélinique.

Gisement des ijolites. — Les ijolites accompagnent généralement dans leur gisement d'autres roches feldspathoïdiques. Parfois elles sont le type dominant du massif, mais ce dernier est toujours de très petites dimensions.

A Magnet Cove, en Arkansas, l'aire totale occupée à la fois par les ijolites et les roches qui leur font cortège, est de 5 sur 3,5 kilomètres. Les roches ijolitiques qui se classent principalement comme melteigites, avec ou sans biotite, occupent le centre du massif ; elles sont entourées d'une couronne de roches métamorphiques qui confinent elles-mêmes à des roches néphéliniques en grande partie syénitiques. Le massif tout entier affleure au sein des schistes, grès et calcaires magnésiens du Carbonifère.

Dans la presqu'île de Kola, en Finlande, les ijolites se présentent sous forme de couches plus ou moins épaisses, et de caractère parfois schisteux, au sein de syénites néphéliniques ; elles ont un grain plus fin que les syénites.

En Norvège, à l'île d'Alnö, elles sont un faciès de variation des syénites néphéliniques. Elles sont à cancrinite et à mélanite, parfois à biotite, et souvent chargées de carbonate de chaux (V. fig. 73). C'est également leur manière d'être au sein des syénites néphéliniques du district de Bancroft, dans l'Ontario ; elles y sont à hornblende alcaline, et l'on y trouve aussi du carbonate de chaux.

Le massif du district de Fen, dans le Télémark, en Norvège, récemment décrit par W.-C. Brögger, est principalement ijoliti-

que, et présente tous les types d'ijolites, depuis l'urtite jusqu'à la jacupirangite, mais avec prédominance de la melteigite (fig. 77). Ces roches sont intimement associées à des calcaires et à des dolomies qui confinent en certains points à des schistes chloriteux et sériciteux, plus ou moins calcaires, et fortement imprégnés de magnétite. Tout cet ensemble de roches ijolitiques, de calcaires et de schistes, est enclavé dans des gneiss granitoïdes et couvre la surface d'un trapèze dont les diagonales ont environ 3 et 2,5 kilomètres.

Fig. 77. — Massif ijolitique, du district de Fen, en Telemark, Norvège. 1. Ijolites (melteigites); 2. Syénite à ægyrine; 3. Gneiss granitoïde; 4. Calcaires; 5. Roches chloriteuses, quartziques et calcareuses, imprégnées de magnétite; 6. Jacupirangite calcareuse; 7. Roches filoniennes mélanocrates de la famille des ijolites.

Interprété d'après W.-C. Brögger. *Die Eruptivgesteine des Kristiania gabeites. IV. Das Fengebiet in Telemark, Norwegen.* Christiania, 1921.

Au contact des ijolites de Fen, le gneiss granitoïde perd son quartz, sa biotite, et, se chargeant d'ægyrine, devient une syénite alcaline, laquelle passe elle-même en certains points à des syénites néphéliniques. Il y a donc, entre les conditions de gisement de ce massif ijolitique et celles des syénites néphéliniques d'Alnö, une complète analogie; et de même qu'à Alnö la syénite néphélinique se charge de carbonate de chaux au contact des lentilles de

calcaire qui traversent le massif, à Fen, les ijolites, elles aussi, contiennent normalement de la calcite. D'ailleurs, les calcaires eux-mêmes sont *à minéraux*, et leur transformation fut parfois si forte qu'à leurs dépens s'est constituée toute une série de roches, riches en calcite et en apatite et que forment essentiellement des pyroxènes, de la hornblende, de la biotite. Certains types particuliers unissent des prismes de diopside ægyrinique à quelques cristaux d'apatite dans une masse calcaire. Il y a des calcaires saccharoïdes chargés d'apatite, de biotite, de magnétite et de pyrrhotine, et l'on trouve aussi des dolomies à apatite. Un niobotantalate de chaux, alcalin et ferrifère, la *microlite*, se trouve en petites quantités dans ces roches carbonatées et dans certains types d'ijolites ; on y trouve également de la brucite et de la barytine.

COMPOSITION CHIMIQUE DES IJOLITES

A. Urtite, Lujaur-Urt, presqu'île de Kola ;
B. Ijolite, Jivaara, Finlande ;
C. Melteigite, Melteig, district de Fen, Norvège ;
D. Jacupirangite, Jacupiranga, São Paulo, Brésil.

	A	B	C	D
SiO^2	45,39	43,70	40,64	38,38
TiO^2	—	0,89	2,24	4,32
Al^2O^3	27,62	19,77	10,58	6,15
Fe^2O^3	3,65	3,35	4,18	11,70
FeO	0,50	3,47	4,18	8,14
MnO	0,10	traces	0,28	0,16
MgO	0,20	3,94	6,47	11,47
CaO	1,72	10,30	19,91	18,60
Na^2O	16,17	9,78	4,75	0,78
K^2O	3,71	2,87	1,86	0,13
H^2O	0,28	0,89	0,41	0,72
P^2O^5	—	1,34	1,91	0,17
Divers	—	—	2,49	—
Total	99,34	100,30	99,90	100,72

Divers. — C : ZrO^2 0,10 ; BaO 0,11 ; CO^2 2,08 ; Cl 0,03 ; F 0,12 ; S 0,05.

TYPES DE FILONS

Nous n'avons pas en vue ces ijolites qui présentent du fait de leur gisement l'allure de filons comme il en est dans la presqu'île

de Kola, mais des roches dont on a la certitude qu'elles forment des injections dans les différents terrains.

Des *monchiquites* exemptes de tout feldspath et que caractérisent seulement le pyroxène et l'amphibole barkévicite dans une pâte feldspathoïdique (analcime) seraient minéralogiquement des représentants de cette catégorie ; mais par leur pyroxène titanifère alumineux qui leur vaut d'être caractérisées virtuellement par des plagioclases elles se rapprochent des théralites.

La *békinkinite* de A. Lacroix est une de ces monchiquites à analcime et amphibolique de texture grenue. La *fasinite* du même auteur a même texture ; elle ne contient pas d'amphibole mais seulement du pyroxène titanifère associé à la néphéline, et accessoirement de l'apatite, de l'olivine et de la titanomagnétite.

Des monchiquites à biotite, à olivine, et contenant en outre de la mélilite et de la pérowskite constituent ce qu'on a nommé les *alnoïtes*, du gisement d'Alnö, où on les a pour la première fois signalées. Elles sont représentées au voisinage du Mont-Royal, au Canada, où l'un des filons traverse les grès dits de Potsdam. La roche est riche en olivine. En certains gisements, les proportions de mélilite atteignent 25 0/0.

Composition chimique de l'alnoïte de Sainte-Anne-de-Bellevue, Montréal :

SiO^2	Al^2O^3	Fe^2O^3	FeO	MgO	CaO	Na^2O	K^2O	TiO^2	$CO^2 + H^2O$
35,91	11,51	2,35	5,38	17,54	13,57	1,75	2,87	0,23	9,40

TYPES VOLCANIQUES

Il en est de leucitiques, de néphéliniques, et de leucitiques et néphéliniques à la fois. Il en est encore qui sont riches en cristaux d'haüyne.

Les roches en sont le plus souvent très cristallines, et rarement le verre y domine. Quand elles sont très cristallines, mais un peu vitreuses cependant, on voit parfois que les cristaux sont moulés par une masse isotrope de teinte légèrement rosée en lames minces et qui peut être soit de la sodalite, soit un verre sodalitique ; quand elles sont plus vitreuses encore, les feldspathoïdes ne sont pas toujours *réellement* individualisés.

Planche X

Fig. 1 — ***Ijolite*** (Magnet Cove, Arkansas) tendant au type ***Melteigite***. Masse de cristaux de néphéline (incolore) associés à l'augite ægyrinique (translucide, mais colorée), au grenat mélanite et à la pyrrhotine (opaques).

Gr.: 11 diamètres. Lum. nat.

Fig. 2. — Même préparation. Nicols croisés.

Fig. 3. — ***Haüynophire*** (Melfi, Italie). Cristaux d'haüyne corrodés, pyroxènes verdâtres et quelques cristaux de mélilite, pris dans une masse de menus cristaux de néphéline (La roche est vacuolaire).

Gr.: 11 diamètres. Lum. nat.

Fig. 4. — ***Limburgite*** (Cameroun). Petits phénocristaux d'olivine, microlites d'augite, dans un verre.

Gr.: 35 diamètres. Nicols croisés.

Fig. 5. — ***Leucitite*** (Capo di Bove, Italie). Leucites à inclusions, dans une masse de petits cristaux de pyroxènes associés à la mélilite.

Gr.: 30 diamètres Lum nat.

Fig. 6. — ***Basalte mélilitique et néphélinique*** (Oahu, îles Sandwich). Phénocristaux d'olivine, tablettes de mélilite, petits prismes courts de néphéline

Gr.: 45 diamètres. Lum nat.

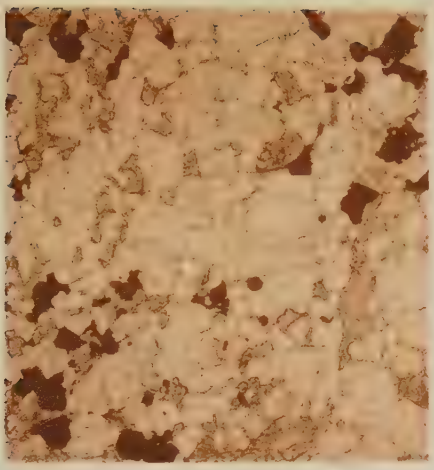


Fig. 1

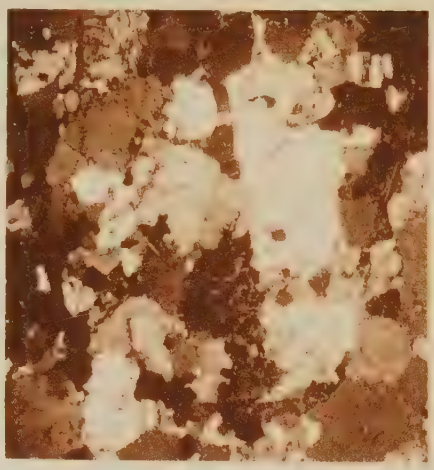


Fig. 2

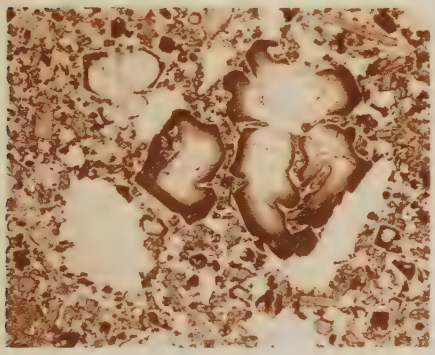


Fig. 3

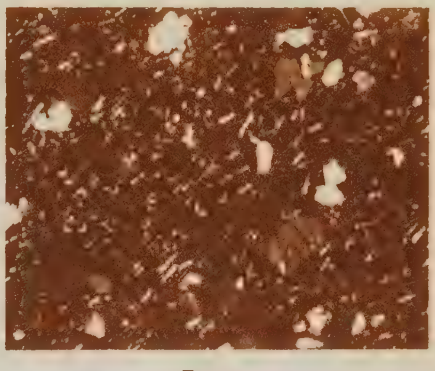


Fig. 4

Fig. 5

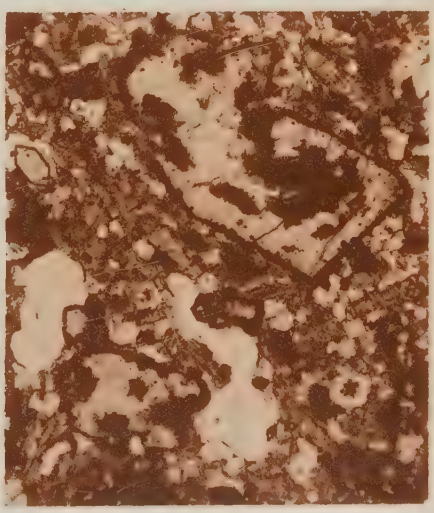


Fig. 6

Les types cristallins de ces roches riches en feldspathoïdes sont appelés *leucitites*, *néphélinites*, *haüynophyres*, suivant la nature de leur feldspathoïde dominant (Pl. X, fig. 3 et 5) ; ils sont de tendance leucocrates. D'autres sont surtout riches en minéraux ferromagnésiens, et sont en particulier caractérisés par l'abondance des cristaux d'augite ; ils constituent des variétés mélanocrates : ce sont *augitites néphéliniques* ou *leucitiques*. Les leucitites ou les néphélinites *à olivine* sont parfois nommées *basaltes leucitiques* ou *néphéliniques*. Certaines de ces roches contiennent des cristaux de mélilite. Cet élément est parfois assez abondant pour caractériser la roche qui sera ce qu'on nomme un *basalte mélilitique*.

On nomme parfois *limburgites* des roches essentiellement vitreuses, plus ou moins chargées de cristaux et qui sont feldspathoïdiques soit réellement, soit virtuellement (Pl. X, fig. 4). Elles sont presque toujours, en outre, virtuellement feldspathiques et marquent donc une tendance au caractère théralitique.

Les *leucitites* des volcans de l'Italie centrale sont classiques. La leucitite de Capo di Bove, près de Rome, est faite de nombreux petits cristaux de leucite, d'augite et de magnétite que moulent la mélilite, la biotite, et parfois même la sanidine, en texture pœcilitique (Pl. X, fig. 5). La roche est en outre chargée de nombreuses aiguilles d'apatite et de quelques grains d'olivine. Les petites leucites sont chargées d'inclusions distribuées parallèlement aux contours du cristal, et qui sont faites soit de menus cristaux de pyroxène, soit de gouttelettes de verre.

Au Lac de Laach, dans l'Eifel, il y a des *basaltes leucitiques*. Ils sont formés d'olivine et d'augite en phénocristaux et de microlites d'augite et d'olivine associés à de menus cristaux de leucite ; la magnétite est abondante ; l'on voit en outre de petits cristaux de pérowskite ; la leucite forme une trame à la manière du quartz dans les granites. Ces roches sont scoriacées.

Les *néphélinites* sont généralement de caractère basaltique. Elles sont bien représentées dans les pays allemands ; en particulier au pays de Bade, dans le massif du Kaiserstuhl et à Katzenbückel. Certaines néphélinites de ce dernier gisement sont caractérisées par la néphéline, l'apatite, et l'augite ægyrinique en grands et petits cristaux de forme aciculaire dans un fond de microlites d'orthose. D'autres contiennent une importante proportion de phénocristaux d'apatite, avec des phénocristaux d'augite, d'olivine, d'haüyne et de nombreuses aiguilles d'ægyrine, qui

baignent dans une masse faite de petits cristaux de sanidine et d'un verre sodalitique. Des roches grenues leur sont associées, constituées par un agrégat de néphéline, d'haüyne, d'augite ægyrinique et d'ægyrine, de mica noir, d'olivine et d'apatite. L'haüyne s'y montre en inclusions dans la néphéline.

Dans l'Erzgebirge, en Saxe, il est des types riches en augite microlitique et en magnétite, chargés de petits octaèdres de perowskite dans une masse feldspathoïdique, et d'autres types à texture grenue qui unissent néphéline, pyroxène titanifère, magnétite, apatite.

En France des basaltes néphéliniques forment avec des téphrites les produits d'éruption du Puy de Saint-Sandoux, en Limagne d'Auvergne. Dans la même région certains verres basaltiques qui forment ce qu'on a nommé les *pépérites* doivent être aussi rapportés à des néphélinites. C'est d'ailleurs au milieu de ces pépérites qui traversent les terrains tertiaires de la Limagne qu'on trouve, sous forme de dykes épais ou de filons minces, les basaltes néphéliniques. Ces derniers forment aussi des coulées.

Les *basaltes mélilitiques* de l'île Oahu, des Sandwich, sont associés à des basaltes néphéliniques, et sont eux-mêmes nèphéliniques. Ils sont formés de phénocristaux d'olivine et de mélilite pris dans un agrégat de néphéline, d'augite, de mélilite, de perowskite et de magnétite (Pl. X, fig. 6).

On trouve aussi des basaltes mélilitiques dans les Alpes de Souabe ; ils sont faits de phénocristaux de mélilite et d'olivine dans une pâte d'augite, de mélilite, de pérowskite et de magnétite parfois noyés dans un verre de faible réfringence ; on n'y trouve pas de feldspathoïdes nettement cristallisés.

Ces diverses roches affectent principalement l'allure de coulées, mais on les connaît aussi sous forme de produits de projection. Les volcans qui les émirent ont souvent rejeté des débris de roches grenues qui leur sont génétiquement apparentées. Les volcans du Latium, dont les laves furent des leucitites, ont projeté en abondance des débris de roches faites de leucite, d'augite, de biotite et d'apatite, qui sont parfois grenatifères. A la Somma l'on trouve aussi les débris de roches essentiellement faites de leucite et d'augite, et accessoirement chargées d'un peu de sanidine et de bitownite, qui se rapprochent au point de vue chimique de certaines leucitites du lac de Bolsena.

Ces roches sont la forme grenue des leucitites ; elles se sont

consolidées dans les parties profondes des volcans, et il en est d'elles comme il en était des téphrites leucitiques grenues (*sommaïtes*) dont nous avons parlé en traitant des théralites. Et c'est ainsi qu'il faut considérer certaine roche des Highwood Mountains (Montana) décrite par Pirsson, à laquelle on a donné le nom de *missourite*. Elle est constituée par 50 0/0 d'augite, 15 0/0 d'olivine, 16 0/0 de leucite, d'un peu de biotite, de magnétite et de zéolites, en un mélange grenu ; sa texture et sa composition minéralogique la rapprochent des roches rejetées par les volcans leucitiques. Elle est d'ailleurs associée à des laves leucitiques et il y a tout lieu de la considérer comme la matière d'un sill d'un appareil volcanique profond La missourite est donc une roche *volcanique* et par cette origine se différencie nettement de l'ijolite dont on la rapproche parfois.

COMPOSITIONS CHIMIQUES

A. Leucitite lavique, Capo di Bove.
B. Leucitite grenue (blocs de le Somma).
C. Missourite, Highwood Mountains.
D. Néphélinite à olivine (Basalte néphélinique). Herchenberg, Lac de Laach, Pays rhénans.
E. Haüynophyre. Mont Vulture, près Melfi, Italie.
F. Augitite néphélinique (Ankaratrite de A. Lacroix), Tsiafajavona, Madagascar.
G. Basalte mélilitique néphélinique. Oahu (Sandwich).

	A	B	C	D	E	F	G
SiO^2 . . .	45,99	45,68	46,06	41,42	39,55	38,74	36,34
Al^2O^3 . . .	16,56	12,15	10,01	15,28	18,61	11,30	10,14
Fe^2O^3 . . .	4,17	3,78	3,17	4,64	5,00	4,28	6,53
FeO . . .	5,38	5,47	5,61	9,09	2,94	7,71	10,66
MgO . . .	5,30	7,63	14,74	8,69	3.04	11,97	10,68
CaO . . .	10,47	13,20	10,55	12,97	10,86	14,43	13,10
Na^2O . . .	2,18	1,84	1,31	3,66	7,11	3,02	4,54
K^2O . . .	8,97	6,30	5,14	3,64	5,59	1,92	1,78
H^2O . . .	0,45	0,08	1,44	0,92	1,02	1,88	2,00
TiO^2 . . .	0,37	3,40	0,73	—	1,28	3,30	2,87
P^2O^5 . . .	0,56	0,75	0,21	—	0,78	1,77	1,02
Divers . .	0,25	—	0,32	—	2,44	—	0,35
Total . . .	100,65	100,28	99,57	100,13	100,28	100,32	100,01

Divers. — A : BaO 0,25. — C : BaO 0,32. — E. BaO 0,23 ; CO^2 1,22 ; ZrO^2 0,06 ; SO^3 2,39 ; Cl 0,54. — G : CO^2 0,15 ; MnO 0,20.

Par le calcul, les analyses de ces roches mettent en évidence de l'anorthite, dans des proportions qui peuvent atteindre près de

15 0/0 comme il arrive pour la néphélinite à olivine de Herchenberg. Ces roches se rapprochent ainsi de certaines téphrites. Les types à olivine de ces dernières laissent d'ailleurs rarement apparaître l'albite au calcul des éléments virtuels, bien que cet élément soit réellement existant dans les plagioclases : la marche du calcul des éléments virtuels suppose en effet, avant l'existence de l'olivine, celle d'un métasilicate qui tire nécessairement une partie de sa silice de l'albite réelle. Les leucitites et néphélinites constituent donc avec certaines téphrites leucitiques, et néphéliniques, à olivine des types hétéromorphes.

Mais la proportion d'anorthite virtuelle est cependant assez faible dans certaines roches volcaniques de cette famille des ijolites pour exclure tout rapprochement avec les théralites. Tel est le cas du basalte néphélinique d'Oahu qui ne donne au calcul que 1,7 d'anorthite, la néphéline figurant pour 21 et la leucite pour 8,3 0/0.

Quant à l'orthose que nous avons signalée sous forme de sanidine dans quelques-unes de ces roches, elle est rarement virtuellement exprimée dans les véritables leucitites à olivine ou mélilite. Sa potasse passe toute entière dans les proportions de leucite virtuelle, plus abondantes que celles de leucite réelle, et l'excès de silice sert à saturer à l'état de métasilicates les bases des orthosilicates ou de la mélilite. C'est ainsi que la leucitite de Capo di Bove, qui contient de la sanidine, n'exprime virtuellement pas d'orthose mais 41,9 de leucite, 9,9 de néphéline et 8,6 d'anorthite.

Il est cependant des cas où, la roche tant leucitique que néphélinique, étant moins riche en minéraux basiques ou assez riche en sanidine, l'orthose se trouve être exprimée virtuellement. Les types qui présentent cette particularité forment passage aux phonolites leucitiques ou néphéliniques. Mais, ainsi que l'a fait remarquer A. Lacroix, l'interprétation des résultats de l'analyse des roches à feldspathoïdes doit être faite avec une grande circonspection. Les feldspathoïdes sont en effet sujets à de nombreuses transformations, et le calcul des éléments virtuels d'une roche partiellement transformée ne donne pas nécessairement des résultats comparables à ceux qu'aurait fournis la même roche avant sa transformation. Il n'est pas inutile de rappeler qu'un des produits d'altération les plus fréquents de la néphéline c'est le mica blanc *potassique*, et que la leucite se transforme, avec facilité semble-t-il, en analcime, minéral *sodique* et hydraté.

REMARQUES SUR LES CONDITIONS DE GISEMENT DES ROCHES DE MASSIFS FELDSPATHOIDIQUES

Constatons tout d'abord que l'aire occupée par leurs affleurements est extrêmement faible ; et non seulement la totalité des affleurements occupe peu de place à la surface du globe, mais chaque massif est toujours très petit.

Des massifs de syénites néphéliniques tels que celui d'Alnö, ou d'ijolites tels que celui de la région de Fen, ne se différencient pas comme mode de gisement de certains massifs de gabbros comme celui du Pallet, ou d'un grand nombre de petits massifs granitiques. Mais des massifs éruptifs tels que ceux des Monteregian Hills ou de Madagascar ne se présentent pas tout à fait de la même manière.

Si l'on voit très bien au Canada et si l'on est à peu près certain à Madagascar que les massifs de roches à feldspathoïdes recoupent « comme à l'emporte-pièce » les terrains au milieu desquels on les trouve, on ne voit pas qu'ils s'élargissent en profondeur comme font la plupart des massifs granitiques. Ils évoquent l'idée de dykes à sections circulaires, de ce qu'on nomme souvent des *necks*, mais d'un diamètre considérable, du moins en certains cas.

Dans la région canadienne on ne peut manquer d'être frappé par le fait que les massifs sont répartis suivant une bande dont la largeur n'excède pas 30 kilomètres, orientée N.O.-S.E., entre la région des vieux gneiss laurentiens et le prolongement des Appalaches (V. fig. 74). A Madagascar on se rend également compte que les massifs se répartissent suivant deux bandes dont l'une est orientée à peu près N.S. et l'autre N.O.-S.E. On ne voit pas que ces directions, dans chacune des régions, soient en relation avec un accident d'ordre tectonique, et cependant cette répartition régulière des massifs éveille immédiatement l'idée soit de ces cônes adventifs qui jalonnent les fissures des grands volcans, soit encore des files de volcans qu'on observe au voisinage de grandes failles, comme sont les puys d'Auvergne.

Toutefois nous ne croyons pas que chacun des massifs de Madagascar ou du Canada puisse être envisagé comme une *cheminée volcanique* dans laquelle se seraient consolidés des magmas issus

de la profondeur, car il faudrait imaginer que chacune de ces cheminées fut tout d'abord *forée* au travers des couches sédimentaires par explosion en diatrème : ce qui ne nous paraît guère possible, étant données les grandes dimensions relatives de certains de ces massifs et le fait que quelques-uns d'entre eux gardent dans leur masse les restes des mêmes sédiments qu'en leur pourtour, et non dérangés. Nous ne voyons pas que l'on puisse expliquer chacun de ces massifs autrement que par un *phénomène de digestion*. L'allure *en traînées de volcans* serait due à ce fait que les *éléments actifs* qui ont eu pouvoir de digérer, émaneraient de la partie supérieure d'un magma continu qui se serait constitué en profondeur, ou mis en place, et s'en seraient échappés comme autant de *bouffées* dont l'évolution aurait fourni des produits de plus en plus alcalins : on peut effectivement observer que les faciès basiques peu alcalins se sont toujours produits antérieurement aux faciès acides plus alcalins. Quant à ce magma continu dont nous faisons *a priori* l'hypothèse, on a la preuve de son existence passée dans les multiples filons qui traversent les terrains en dehors même des petits massifs, et qui résultent de son injection au travers de fentes.

DES PROBLÈMES QUE POSE L'ÉTUDE DES ROCHES ÉRUPTIVES

L'étude détaillée que nous avons faite des roches éruptives dans les leçons précédentes montre nettement que trois problèmes se posent à leur propos : le problème de leur variété, celui de leurs relations de famille à famille, celui des rapports qui peuvent exister entre des roches qui affectent des modes de gisement différents.

Déjà nous avons abordé le premier de ces problèmes. Après avoir décrit les conditions de gisement des massifs granitiques, nous avons montré que, dans la plupart des cas, les roches qui les forment proviennent de la cristallisation d'un magma dont la substance fut en partie celle même des terrains que coupe « à l'emporte-pièce » la roche éruptive. Le magma du granite, produit dans les conditions réalisées par le mode de gisement *en massif*, doit son origine à une transformation. Nous avons montré en outre que tout le cortège des roches basiques qui accompagnent les granites dans les massifs complexes est le résultat de la transformation de terrains qui avaient à l'origine des constitutions variées. Et c'est aussi de la même manière que nous avons été amenés à considérer les massifs de roches feldspathoïdiques dont cependant certains d'entre eux pouvaient d'abord évoquer l'idée d'une toute autre origine.

Si donc un grand nombre de roches de massifs nous apparaissent comme les produits de la transformation de masses de terrains préexistants, la variété même des roches doit nécessairement en partie s'expliquer par la variété originelle de composition de ces terrains. Mais nous avons pu nous rendre compte que la matière des terrains dont la roche éruptive tient la place n'avait pas été seule à la produire et que sur ces terrains, matière en quelque sorte *passive*, des éléments d'une nature particulière avaient agi.

Ces éléments *actifs*, nous les retrouvons, partiellement au moins, dans la matière de chaque roche éruptive de massif, mais nous ne

savons pas, dans la plupart des cas, les distinguer de ceux qui dans la roche auraient puissance de produire des feldspaths alcalins, des feldspathoïdes ou du quartz, et qui forment ce qu'on nomme la fumerolle du magma éruptif. D'ailleurs les éléments de la fumerolle existent également dans les roches de filons et les roches volcaniques.

Aussi bien, s'il y a lieu de faire dans la série des roches éruptives de grandes divisions basées sur la variété de leur matière, c'est assurément la nature de la fumerolle qui d'abord le permettrait. Il est de toute évidence qu'il y a lieu de distinguer les roches issues d'un magma dont la fumerolle eut puissance de produire du quartz, de celles où, par déficit de silice, elle eut puissance de produire des feldspathoïdes. Les deux groupes ainsi constitués devant confiner l'un à l'autre par l'intermédiaire d'un groupe qui réunira les roches dont la fumerolle n'a présenté ni excès ni déficit de silice.

Les roches étant dans leur ensemble envisagées de cette manière, le problème de leur variété se trouve être, avant tout, celui de l'origine de la fumerolle, dont il nous faut savoir pour quelles raisons elle fut soit *hypersiliceuse*, soit *hyposiliceuse*.

Ces raisons, dans le cas des roches de massifs, peuvent être le fait ou des éléments actifs, ou de la matière passive du terrain transformé.

Quand nous avons montré que des gabbros en voie de cristallisation se transformaient en roches plus acides tels que gabbros à biotite, monzonites quartzifères, diorites quartzifères et même granites, nous avons mis en évidence que les éléments actifs étaient ceux d'une pegmatite : le caractère hypersiliceux de la fumerolle a son origine dans les éléments actifs. Mais dans de tels cas nous n'avons envisagé la production de la roche éruptive qu'à partir d'un certain stade. S'il s'agit de la transformation directe de terrains sédimentaires en ce qui sera la roche éruptive définitive, nous ne sommes pas en mesure de donner de grandes précisions sur la nature des éléments actifs, car nous n'avons actuellement que des documents insuffisants sur les rapports de composition des roches éruptives de massifs et des sédiments dont on peut considérer qu'elles dérivent. En général il apparaît que les éléments actifs furent siliceux et alcalins, et de tout ce que nous avons appris on peut déduire soit que leur composition évolue dans le cours de leur action : constamment siliceux et alcalins,

mais tout d'abord sodiques, ils deviennent potassiques, et de plus en plus, et vers la fin de leur action ils sont borés et fluorés ; soit que leur action se fît sentir électivement suivant un certain ordre. De toute manière il semble que les éléments actifs soient comme les produits d'une distillation ; et c'est à peu près tout ce que nous en pouvons dire.

Nous avons déjà fait, sous une autre forme, cette remarque que se trouvaient à la surface du globe les roches à fumerolle hyposiliceuse en moindre quantité que les roches à fumerolle hypersilicuse ; et comme d'autre part les massifs des premières ne se trouvent pas au sein de terrains dont la nature paraisse tout d'abord particulière, étant de ceux parmi lesquels on ne s'étonnerait pas de rencontrer des granites, nous devons en conclure que les éléments actifs qui provoquèrent la formation de roches à fumerolle hyposiliceuse eurent moins de chance d'être produits que ceux des roches à fumerolle hypersiliceuse, et qu'ils ne le furent qu'en petite quantité.

La constance avec laquelle des roches carbonatées se rencontrent au voisinage immédiat des roches à feldspathoïdes, et le fait que des roches à néphéline contiennent parfois normalement du carbonate de chaux, ne sont assurément pas l'indice que des calcaires ou des dolomies sont la cause originelle de la production des roches à feldspathoïdes, mais bien que les éléments actifs qui les ont d'autre part produites n'ont pas été capables d'étendre à ces carbonates leur action digestive.

S'il y a lieu de considérer ces éléments actifs comme le résultat d'une distillation de provenance profonde, nous nous demandons si la constitution des terrains traversés n'a pas été sans influer sur leur nature et si la haute alcalinité de la fumerolle de certaines roches n'est pas due à la présence, au sein de ces terrains, de sels tels que chlorures et sulfates. Le peu de chance pour des éléments actifs de rencontrer ces dépôts imprégnés de sels et le faible développement de ceux-ci expliquerait la rareté relative et l'exiguïté des massifs de roches à feldspathoïdes.

Les éléments actifs digèrent les terrains qu'ils imprègnent, et la roche éruptive, se constituant, forme un massif. Le magma tout d'abord élaboré peut commencer à cristalliser et se transformer d'autre part tandis qu'évoluent les éléments actifs : il y a différenciation. Ainsi digestion et différenciation peuvent s'entendre comme étapes successives d'un même phénomène originel.

La fumerolle du magma est à la fois créée par les éléments actifs et par la matière passive. Dans certaines syénites néphéliniques la masse de la fumerolle atteint parfois la proportion de 87 0/0, et il y a des cas analogues pour les granites : c'est donc sur place que se crée nécessairement une partie de la fumerolle. Des éléments actifs originairement hypo ou hypersiliceux peuvent d'ailleurs être transformés par la matière passive et la fumerolle de la roche peut prendre la caractéristique inverse. Ainsi voyons-nous, dans certaines régions, des granites associés à des syénites néphéliniques de même âge. D'ailleurs ces éléments actifs qui viennent *des profondeurs*, sans que nous en connaissions la source, s'ils sont des produits de distillation, ne sont-ils pas aussi le résultat d'échanges ? Ne sont-ils même que purement silico-alcalins et dans certains cas n'y aurait-il pas lieu de supposer que la fumerolle toute entière est issue de la matière passive, tandis que viennent des profondeurs les éléments ferrifères et magnésiens jouant un rôle actif ?

Quoi qu'il en soit nous concevons que la variété des roches éruptives de massif peut s'expliquer par des combinaisons, qu'on pourrait presqu'à priori prévoir, entre la matière passive des terrains transformés et les éléments actifs qui s'y incorporent. Comment pouvons-nous la concevoir pour des roches d'un autre gisement soit de type filonien, soit de type volcanique ?

Les roches filoniennes, ou les laccolites, et les roches volcaniques, en se mettant en place, apportent nécessairement avec elles toute leur fumerolle. Dès l'origine celle-ci fait partie intégrante du magma éruptif qui, dans les conditions réalisées par ces modes de gisement, cristallise. Le problème de la variété de ces roches est celui de l'origine de toute la masse du magma qui leur a donné naissance.

Afin de partir de faits que nous considérons comme acquis, envisageons le cas des filons qui traversent les massifs éruptifs et dont on peut affirmer qu'ils sont postérieurs à la constitution de ces massifs. Ces filons présentent souvent avec la roche de massif un *air de famille* qui se manifeste soit par une caractéristique chimique commune au massif et aux filons, soit par la présence dans le massif et dans les filons d'un minéral particulier : il y aura par exemple haute alcalinité du type de massif et des types filoniens, prédominance constante d'un alcali sur l'autre, présence constante du même pyroxène ou de la même amphibole. La liaison entre les

roches apparaît de telle manière qu'on ne peut faire autrement que de supposer leur origine commune. Un magma s'est formé par digestion et dont les régions hautes ont tout d'abord cristallisé, *constituant ainsi le massif*; des fractures dans le massif ont permis l'ascension du magma non encore consolidé en profondeur et les filons se sont formés. Le problème de la variété de la matière de ces filons est alors évidemment le même que celui de la variété de la matière des roches de massifs puisqu'ils procèdent des massifs mêmes.

Il n'y a pas nécessairement identité de composition entre le massif et les filons parce que ces derniers, provenant de parties profondes, peuvent être issus d'une matière de composition originellement différente de celles des parties superficielles du magma. Tel est le cas réalisé dans les massifs de monzonites des montagnes du Tyrol méridional : les monzonites et les roches basiques qui les accompagnent proviennent de la transformation des calcaires dolomitiques de l'étage de Wengen ; les filons qui les traversent, à fumerolle hyposiliceuse, et souvent feldspathoïdiques, proviennent d'étages normalement caractérisés par des dépôts gypsifères et salifères. D'ailleurs, dans le magma non encore consolidé, les déplacements de la fumerolle peuvent provoquer des différenciations qui sont causes aussi de la variété de composition des produits émis.

Ce que nous venons de dire se rapporte à des roches filoniennes et de massifs qui appartiennent à la même période d'éruptivité. Peut-on rapprocher d'une manière analogue des types volcaniques et des types de massifs entendus comme précédemment ?

A travers les vieux gneiss et granites du Plateau central français d'importants épanchements volcaniques se sont produits. Entre l'éruptivité qui a provoqué la formation des granites et des gneiss et celle qui a provoqué la formation des volcans d'Auvergne, il n'y a aucune relation. Nous ne pouvons pas concevoir que les épanchements volcaniques qui se sont produits dans cette région depuis l'époque miocène jusqu'au Quaternaire soient issus d'un magma avec lequel les vieux granites hercyniens eussent eu quelque parenté. Il nous faut admettre que la matière originelle de ces épanchements est d'origine profonde, c'est-à-dire qu'elle est issue d'une région sur laquelle les données géologiques que nous possédons actuellement ne nous permettent d'apporter aucune précision. En des régions profondes de l'écorce terrestre, pour une rai-

son que nous ignorons, un magma existe ou peut à un certain moment se produire ; des causes auxquelles l'équilibre même de l'écorce terrestre n'est pas étranger en permettent l'extrusion. En se répandant, il donne les produits qui caractérisent les appareils volcaniques dits profonds ou de surface. C'est ce magma qui, s'infiltrant dans les fentes des sédiments, forme les filons et les laccolites, petits ou grands qui peuvent faire figure de massifs, et qu'on ne sait parfois pas bien distinguer des massifs formés par digestion.

La variété des produits émis, depuis les plus basiques jusqu'aux plus acides, semble être avant tout le fait des différenciations qui se font entre la fumerolle originelle et le reste de la matière du magma dont le principal caractère paraît être la basicité.

Des centres éruptifs importants comme ceux du Mont-Dore et du Cantal montrent la grande variété de composition des produits émis : basaltes, rhyolites, trachytes, trachyandésites, andésites avec ou sans feldspathoïdes, trachytes phonolitiques, phonolites ; et cependant les appareils volcaniques superficiels par lesquels se sont échappés ces matériaux semblent bien être l'aboutissant, sous diverses modalités que nous ne songeons pas à décrire, de fentes qui entament la croûte terrestre et qui en mettent la surface en communication avec un magma profond. Les différenciations du magma profond au cours des éruptions peuvent expliquer la variété des produits volcaniques émis par un même centre ; toutefois il y a lieu de penser qu'en certains cas les terrains traversés ont eux-mêmes agi pour modifier la composition des matériaux volcaniques et, bien qu'une démonstration rigoureuse ne puisse en être donnée que rarement, nous croyons qu'*une certaine digestion* par le magma volcanique a pu se faire des terrains traversés. Ainsi expliquerions-nous comment les volcans d'une même région rejettent, à la même époque, des produits de nature différente bien que la cause originelle de leur *éruptivité* soit la même, comme nous pouvons en observer le cas au Vésuve et à l'Etna. Il paraît hors de doute qu'au Vésuve, comme d'ailleurs en Italie centrale la nature des laves émises n'est pas indépendante des terrains qui forment le sous-sol des volcans. Ainsi pourrait s'expliquer le peu de fréquence des matériaux volcaniques à fumerolle hyposiliceuse, et d'une manière analogue à celle qui nous a servi pour expliquer la rareté des matériaux de même type des roches de massifs.

Si nous admettons que des magmas profonds peuvent, en s'échappant, modifier leur composition par digestion des terrains qu'ils traversent, devons-nous admettre aussi que ces magmas peuvent assimiler ces terrains et, *perdant leur vulcanicité*, former des massifs ? Et comme contre-partie pouvons-nous admettre que les éléments actifs qui imprégnaient des terrains et devaient transformer ceux-ci en massifs éruptifs, peuvent acquérir, dans certaines conditions, la puissance volcanique et entraîner hors de la croûte terrestre le magma formé ? Ce sont là questions qu'il faut poser, mais auxquelles nous ne savons répondre, car aucun fait d'observation ne nous permet jusqu'ici d'asseoir une opinion que nous ne pourrions exprimer que comme un sentiment.

Nous n'avons pu poser et essayer de résoudre le problème de la variété des roches sans poser aussi le problème de leurs relations de famille à famille, et celui de leurs rapports entre types variés de gisements divers. Les faits que nous avons exposés nous montrent d'ailleurs qu'une roche éruptive de constitution minéralogique donnée peut provenir soit d'un magma profond dont nous ignorons à peu près tout, soit de la transformation d'un terrain déjà constitué. Dans le cours de nos leçons nous avions déjà mis en évidence cette nécessité d'admettre une dualité d'origine des roches.

En bien des régions, l'on trouve des roches qui affectent des gisements variés et parmi lesquelles on peut distinguer des types de massifs, des types filoniens et des types volcaniques, et qui correspondent à une relative continuité du phénomène éruptif ou tout au moins qui n'accusent pas d'hiatus important entre les émissions des différents produits.

Des études faites sur de tels ensembles éruptifs par quelques savants on tire cette notion que les roches se groupent par phases éruptives qui se succèdent et dont chacune correspond à la formation des roches d'un même mode de gisement. S'il y a tous les modes de gisement et trois phases d'éruptivité, l'une est celle de la formation des massifs, une autre est celle de la formation des filons qui ont une étroite parenté avec les massifs, et la troisième celle de la formation des produits volcaniques, parmi lesquels on peut comprendre des types filoniens et laccolitiques. L'ordre suivant lequel ces trois phases se succèdent varie avec les régions.

A. Lacroix a établi qu'à Madagascar et à Tahiti, dans les régions de roches néphéliniques, la première phase correspondait à la for-

mation des roches basiques néphéliniques, puis de monzonites et de syénites néphéliniques qui forment ensemble des massifs. Toutes ces roches sont traversées par des camptonites, des tingnaïtes, des monchiquites, avec lesquelles leurs relations de parenté sont évidentes. La phase volcanique est la dernière et relativement récente : elle est caractérisée par l'émission de types basaltiques et de roches à feldspathoïdes telles que phonolites et haüynophires.

Dans le Tyrol méridional la formation des monzonites et des roches de massif qui les accompagnent est postérieure à l'émission des roches volcaniques basiques du type andésitique (dites mélaphyres) mais antérieures aux roches filoniennes, camptonites et microsyénites néphéliniques. Il est d'ailleurs évident que l'émission des types filoniens qui procèdent des magmas de massifs devra nécessairement être postérieure à la formation des massifs.

A l'île de Skye, après la formation de massifs de gabbros et de granites antetertiaires, se sont épanchés, à l'Eocène, des basaltes, des trachytes, des rhyolites et puis à nouveau des basaltes. Dans cet ensemble volcanique se sont mis en place, comme de grands sills, des péridotites, des gabbros et des granites, puis sont venus, sous forme d'intrusions de faible masse, des basaltes, des rhyolites, des picrites, des trachytes, des andésites. Tout cet ensemble représente une seule phase volcanique avec diverses modalités de gisement ; les épanchements sont antérieurs aux intrusions.

DEUXIÈME PARTIE

LES SÉDIMENTS

Par sédiments on entend des dépôts qui se sont faits dans l'eau. Les matériaux qui les constituent furent élaborés les uns avant les autres pendant et après le temps où s'est accompli le dépôt. Ils peuvent être de natures variées, mais le plus souvent certains d'entre eux donnent au sédiment un caractère particulier d'ordre minéralogique : le sédiment est siliceux, carbonaté calcique ou calcomagnésien, silico-alumineux, ferrique, phosphaté, constitué par des chlorures ou des sulfates, charbonneux, du moins essentiellement. Des catégories s'imposent ainsi à l'observateur en dehors de toute question de texture ; et parfois d'ailleurs il y a passage de l'une à l'autre, et certains sédiments sont complexes.

Le caractère minéralogique particulier des sédiments est le fait de minéraux ou d'organismes. Les minéraux peuvent avoir été empruntés à des formations préexistantes, étant comme on dit *détritiques*, et *clastiques* s'ils sont brisés ; ou s'être formés au lieu même du dépôt, étant alors de *néoformation*, ou non loin de celui-ci, à la même époque. Les organismes eux aussi peuvent avoir vécu à la place même où on les trouve, ou provenir d'ailleurs.

Etudions tout d'abord les éléments constitutifs des matériaux dont les sédiments tirent la caractéristique qui nous les fera classer dans l'une ou l'autre catégorie. Nous indiquerons en même temps sous quelle forme ils peuvent s'y trouver.

LES ÉLÉMENTS CONSTITUTIFS DES SÉDIMENTS

LES ÉLÉMENTS MINÉRAUX

SILICE

On trouve la silice sous plusieurs états dans les roches sédimentaires : elle y est anhydre ou hydratée.

La silice anhydre est tout d'abord représentée par le quartz qu'on trouve en grains clastiques ou en cristaux de néoformation.

Le quartz clastique provient de roches éruptives ou des terrains cristallophylliens : il est chargé d'inclusions violacées typiques. Le quartz de néoformation a son prisme e^2 développé ; il est souvent *enfumé* ; il se substitue fréquemment au calcaire : des débris de coquilles de mollusques deviennent quartzeux et des foraminifères sont complètement transformés en quartz.

On trouve encore la silice anhydre sous une forme fibreuse, optiquement biaxe, qui constitue la catégorie des calcédoines. On peut en observer trois variétés principales.

1° La calcédonite et la pseudocalcédonite sont formées de fibres allongées, la première suivant n_p, la seconde suivant n_g. Ces fibres forment des sphérolites ou des secteurs de sphérolites et chaque fibre est constituée par une série d'individus qui se groupent en hélice : n_g ou n_p suivant qu'il s'agit de calcédonite ou de pseudocalcédonite tourne en hélice autour de la fibre. La biréfringence est faible (0,0045).

2° et 3° La quartzine et la lutécite forment des groupements complexes qui se rencontrent moins fréquemment que la calcédo-

nite ou la pseudocalcédonite. Il est souvent impossible d'ailleurs de faire un diagnostic plus précis que celui de « calcédoine ».

Les calcédoines se trouvent, dans les roches sédimentaires, de toutes sortes de manière mais principalement comme éléments de néoformation. Elles prennent la place du calcaire des tests de mollusques ou de certains foraminifères ; elles se substituent à la silice hydratée des spicules d'éponges ; enfin elles imprègnent complètement certaines roches. Entre nicols croisés la calcédoine prend souvent un aspect moiré.

La silice hydratée, dite *opale*, forme la matière originelle d'organismes tels que spicules d'éponges, radiolaires, carapaces de diatomées. Elle existe presque toujours en association intime avec les calcédoines. Il y a dans l'opale de 3 à 13 0/0 d'eau. Elle est soluble dans les alcalis. Elle imprègne certaines roches appelées *gaizes*.

CARBONATES

Les *carbonates* sont principalement représentés par des carbonates de chaux, de magnésie, et de fer.

Le carbonate de chaux, CO^3Ca, se rencontre sous deux formes : l'une orthorhombique, l'*aragonite*, l'autre rhomboédrique, la *calcite*. L'aragonite possède une biréfringence élevée : 0,155. Elle est parfois fibreuse et ses fibres sont allongées négativement. Elle est abondante dans les sédiments récents et forme le test d'un grand nombre de mollusques. Il y a peu de chances d'en rencontrer dans les sédiments anciens : elle y fut transformée en calcite. Sa densité est forte : 2,93.

La calcite est la forme la plus répandue du carbonate de chaux. Sa densité est moins forte que celle de l'aragonite : 2,70 à 2,73. Elle est cristallographiquement caractérisée par ses clivages suivant les directions des faces du rhomboèdre p et par ses mâcles suivant b^1 qui donnent en section des directions de stries parallèles aux traces des clivages (V. Pl. XVI, fig. 1). La biréfringence est élevée : 0,172. L'axe optique est négatif. L'angle-plan du sommet d'une face du rhomboèdre p est de 101°55'.

On la trouve en scalénoèdres et en rhomboèdres ; souvent sous forme de grains très menus dont nous étudierons les diverses

manières d'être en traitant des calcaires. Elle forme la matière du test d'un très grand nombre d'organismes.

La dolomie, ou dolomite, est le carbonate double de chaux et de magnésie répondant à la formule $CO^3Ca\,CO^3Mg$, qui fournit en poids 45,79 0/0 de CO^3Mg, et 54,21 0/0 de CO^3Ca.

Sa forme la plus habituelle est le rhomboèdre : l'angle-plan du sommet d'une face du rhomboèdre p est de 102°38′. Les macles b^1 sont très rares. Cette espèce est souvent légèrement enfumée et montre alors en plaque mince un très léger polychroïsme. Sa biréfringence est de 0,179.

La dolomie s'attaque très lentement à froid à l'acide chlorhydrique, tandis que la calcite s'attaque rapidement.

La sidérose, ou sidérite, est le carbonate de fer CO^3Fe. Rhomboèdrique aussi, avec angle-plan au sommet d'une face du rhomboédre p de 103°4′. Elle contient 62,1 0/0 de FeO, et 37,9 de CO^2, soit 48,2 de Fe. Clivage p comme dans la calcite et la dolomie. Assez difficile à distinguer en lames minces de ces deux espèces. Elle est parfois colorée en rose jaunâtre par des dépôts d'oxyde de fer dans les cassures. Elle se transforme d'ailleurs fréquemment toute entière en oxyde de fer.

On la trouve en rhomboèdres, en scalénoèdres et parfois en masses fibreuses sphérolitiques.

L'ankérite est une dolomie ferrifère qui contient au moins 15 0/0 de Fe (V. Pl. XXIV, fig. 4).

ÉLÉMENTS SILICO-ALUMINEUX

Les éléments qui donnent aux roches sédimentaires leur caractéristique silico-alumineuse sont de natures minéralogiques variées. Nous citerons seulement les principaux.

Ce sont tout d'abord les micas que nous avons décrits parmi les minéraux des roches éruptives et sur lesquels nous ne reviendrons pas : biotite, muscovites (séricite).

Ce sont ensuite les produits qu'on désigne sous le nom général d'argiles. Nous nous bornerons à la distinction de deux argiles cristallines, la kaolinite et l'halloysite, et d'une argile dite amorphe, l'allophane. La kaolinite forme de petites paillettes incolores, blanches ou grises, d'éclat nacré, dont la formule est $2H^2O\,Al^2O^3$

$2SiO^2$. Sa biréfringence est très faible 0,008. Les sections perpendiculaires aux lamelles s'éteignent entre 0 et 20°. L'halloysite a la formule globale de la kaolinite mais fixe en outre de l'eau qui s'échappe à basse température lorsqu'on chauffe cette argile. Elle revêt aussi la forme de très petites lamelles. Quant à l'allophane, elle répond à la formule $SiO^2\,Al^2O^3$ et fixe de l'eau (jusqu'à 40 0/0) partant encore à basse température. Dans certaines roches sédimentaires silico-alumineuses, il y a l'une de ces trois argiles, mais il n'est pas toujours facile d'en mettre les espèces en évidence.

Les roches silico-alumineuses tirent encore ce caractère de la présence dans leur masse de minéraux du groupe des chlorites

Il y a des roches où les chlorites sont des éléments détritiques : nous n'avons rien à ajouter à ce que nous en avons dit en traitant des roches éruptives ; mais il y a d'autres roches où les chlorites ont pris naissance à l'époque même où se formait le dépôt. Comme elles caractérisent souvent certains minerais de fer sédimentaires on leur donne le nom général de chlorites des minerais de fer. Ce sont des silico-aluminates hydratés de magnésie et de protoxyde de fer sur la constitution moléculaire desquels nous ne possédons pas de renseignements précis. Elles sont feuilletées comme des micas, vertes et polychroïques en lames minces, s'éteignent en général dans le sens de leurs clivages et possèdent une biréfringence oscillant autour de 0,010. Elles forment très fréquemment la matière écailleuse de corps globuleux appelés oolithes. Elles sont, dans ce cas, très fréquemment épigénisées en divers oxydes de fer.

Certaines roches essentiellement calcaires ou siliceuses sont caractérisées par un minéral silico-alumineux magnésien et ferrifère comme les chlorites, mais en outre riche en potasse : c'est la glauconie dont la formule réunit des groupes chimiques tels que $SiO^2(Mg, Fe)O$, $SiO^2(H^2, K^2)O$, $SiO^2Al^2O^3$. La potasse atteint la proportion de 8 0/0. La proportion de SiO^2 est de 54 0/0. La glauconie forme de petites masses vertes constituées par un grand nombre de petites paillettes associées en houpettes. Elle prend, entre nicols croisés dans les plaques d'épaisseur normale, une teinte bleutée.

Ce minéral remplit très fréquemment les loges des foraminifères ainsi que le canal axial élargi des spicules d'éponges. Il se substitue même parfois complètement à ces derniers. Par altération, la glauconie se transforme en limonite.

Les minéraux cristallisés sous forme de petites paillettes : micas, argiles, chlorites, sont souvent désignés sous le nom de *phyllites* (φυλλον : feuille).

PHOSPHATES

Le phosphate de chaux forme encore la matière principale, ou tout au moins caractéristique de certains sédiments. Il s'y trouve sous deux formes : soit à l'état de débris organiques, et nous dirons ultérieurement quels sont ces débris, soit à l'état d'élément de néoformation. Sous cette dernière forme, il revêt, en certains calcaires, l'apparence d'une sorte de brouillard diffus qui paraît par place s'être concentré en masse de forme arrondie pouvant prendre l'aspect de grains. Ces masses ou grains contiennent naturellement certains éléments de la roche, organismes ou minéraux, et peuvent être pris eux-mêmes dans un brouillard de phosphate.

Alors que les débris organiques en phosphate se comportent comme l'apatite au point de vue de leurs propriétés optiques, les grains ou les brouillards de phosphate de chaux paraissent amorphes.

On observe aussi des oolithes dont les écailles sont formées de phosphate de chaux qui agit, en ce cas, sur la lumière polarisée. Le phosphate de chaux forme parfois le moule interne des loges de foraminifères.

CHLORURES ET SULFATES

Parmi les chlorures et les sulfates dont l'accumulation produit certains dépôts, nous citerons seulement ici les deux chlorures de potassium et de sodium, la sylvine et le sel gemme, l'un et l'autre cubiques et n'agissant donc pas sur la lumière polarisée, et les deux sulfates de chaux, l'anhydre et l'hydraté qu'on nomme anhydrite et gypse.

L'anhydrite (SO^4Ca), est orthorhombique et présente trois directions de clivage deux à deux orthogonales. Sa biréfringence, 0,044 et sa réfringence sont voisines de celles des micas.

Le gypse (SO^4Ca, $2H^2O$) est monoclinique. Il possède trois clivages dont l'un, le clivage g^1, est particulièrement facile. Sa réfringence moyenne est celle des feldspaths alcalins et sa biréfringence, 0,010, est voisine de celle du quartz. Dans la face g^1 il s'éteint à 36° de la direction *mm*.

Nous ne parlerons des manières d'être du charbon qu'en traitant des dépôts charbonneux eux-mêmes.

MINÉRAUX ACCESSOIRES

Les minéraux que nous venons de décrire caractérisent la matière principale de la roche sédimentaire ou du dépôt, mais il est évident qu'on pourrait trouver à l'état de matériaux d'origine détritique tous les minéraux possibles issus de la désagrégation des roches éruptives ou cristallophylliennes. De fait, les minéraux de cette sorte qu'on rencontre habituellement sont en très petit nombre et, en plus de ceux que nous venons de signaler, nous ne citerons que le rutile, la tourmaline, le zircon, le disthène et les feldspaths ; ces derniers se rencontrant dans certains dépôts aussi abondamment que le quartz clastique.

Les feldspaths ne sont pas d'ailleurs seulement, dans les roches sédimentaires, des matériaux d'origine détritique ; ils sont aussi de néoformation et sont, à cet état, représentés soit par l'orthose, soit par l'albite.

La détermination pétrographique d'un sédiment ne pourra, dans la généralité des cas, se faire que si nous sommes en mesure de connaître, non seulement la matière minérale qui le constitue, mais aussi les restes d'origine organique qui sont susceptibles d'y être rencontrés. C'est d'eux maintenant que nous nous occuperons.

LES MATÉRIAUX ORGANIQUES CONSTITUTIFS DES SÉDIMENTS

Ce sont des fossiles, mais il ne s'agit pas de ces espèces qu'on trouve çà et là en gisement dans un horizon géologique déterminé et qui ne contribuent pas directement à la genèse de leur gangue. Les matériaux dont nous avons en vue l'étude constituent précisément tout ou partie de cette gangue même. Ils déterminent l'entité lithologique et s'ils viennent à disparaître l'entité lithologique change de nature. Nous les trouverons *entiers*, ou *en débris*, suivant la nature du sédiment. Beaucoup de gros organismes ne nous apparaîtront jamais qu'en débris, tandis que de très petits organismes, en particulier ceux dont les dimensions sont microscopiques, se présenteront presque toujours entiers ; et c'est même dans bien des cas la seule étude lithologique qui permettra de fixer la nature paléontologique du petit fossile.

On conçoit qu'un sédiment, en particulier une roche sédimentaire, ne doive pas être défini par le lithologiste comme un horizon géologique est défini par le stratigraphe. S'il est intéressant pour ce dernier de désigner l'horizon en se servant du nom du fossile caractéristique, au contraire, la préoccupation du lithologiste sera de désigner la roche en spécifiant l'élément essentiel qui la constitue. Il est d'ailleurs des cas où l'élément essentiel se trouve être précisément le fossile caractéristique : les désignations faites par le stratigraphe et par le lithologiste se trouvent alors être les mêmes.

Ce sont, avant tout, les parties solides des organismes que nous allons rencontrer dans les sédiments ; ce qui, dans le temps qu'ils vivaient, constituait tout ou partie de leur squelette ou de leur test (coquille ou carapace). Mais il arrive aussi parfois que des parties molles des organismes ont fixé certaines substances minérales (silice, phosphate de chaux, oxyde de fer, minéraux variés) qui en ont conservé ou moulé la masse.

Notre étude des organismes portera sur la matière qui les con-

stitue, sur la texture de cette matière, et s'il s'agit d'organismes de petites dimensions, dont l'accumulation caractérise la roche, sur leur forme même.

En pétrographie, la notion de la matière des organismes doit, avant tout, dominer l'étude que nous devons faire de ceux-ci ; aussi, pour les décrire, les classerons-nous, non d'après leur place, dans l'échelle des êtres, mais bien d'après la matière dominante des restes que nous en pouvons observer, et nous étudierons successivement :

1° les organismes siliceux,

2° les organismes calcaires et magnésiens,

3° les organismes phosphatés,

4° les organismes dont les vestiges qui nous restent ne comportent pas de constituant minéral caractéristique.

1. — LES ORGANISMES SILICEUX

Ils sont représentés dans les roches sédimentaires par les squelettes de cette famille d'algues qu'on nomme les diatomées, par les squelettes des radiolaires et par les spicules d'éponges.

Diatomées. — Les articles squelettiques, dits aussi carapaces, cuirasses, frustules des diatomées, sont comme de petites cupules faites d'un fin treillis siliceux. La silice est de l'opale. Il en est de toutes formes : circulaires, triangulaires, en fuseau ; certaines s'emboîtent l'une dans l'autre comme une boîte et son couvercle (Pl. XII, fig. 1).

Elles sont marines ou lacustres. Elles caractérisent les roches connues sous le nom de tripolis. On les trouve en outre dans les phosphates éocènes de l'Afrique du Nord. La poudre blanche qui se trouve à l'intérieur de certains silex de la craie renferme des diatomées.

Radiolaires. — Ce sont des animaux marins constitués par une masse protoplasmique qui forme un être unicellulaire, et dont les espèces actuelles font parfois symbiose avec de très petites algues (Zooxanthelles). Au sein de la masse protoplasmique se développe un squelette fait, dans la plupart des cas, d'un treillis siliceux

mais réduit parfois à des épines (spicules). Épines et squelette coexistent d'ailleurs dans beaucoup d'espèces. La matière des squelettes est d'opale, mais dans les sédiments anciens, cette opale des radiolaires se montre toujours transformée en un alumino-silicate ferrifère qui a les caractères d'une chlorite (Pl. XI, fig. 7, et Pl. XVIII, fig. 5). Parfois aussi, le squelette est transformé en hématite (Pl. XI, fig. 3 et 4). Je ne crois pas que l'on puisse citer des cas bien nets de transformation du squelette d'un radiolaire en calcédoine. Dans certains sédiments essentiellement calcédonieux (phtanites paléozoïques) on trouve parfois de grandes quantités de radiolaires et l'on peut observer que de la calcédoine finement cristallisée dessine leur squelette (Pl. XVIII, fig. 3 et 4) : l'observation minutieuse montre que cette calcédoine est venue cristalliser dans les pores du squelette qui, lui-même, est toujours transformé en chlorite. Ainsi que nous le verrons plus loin, il n'en est pas ainsi des éponges dont les spicules sont, dans les sédiments anciens, presque toujours transformés en calcédoine.

A part quelques espèces rares, les radiolaires sont des êtres pélagiques et planctoniques.

Les radiolaires fossiles qui caractérisent les roches sédimentaires appartiennent aux légions des Spumellariés et des Nassellariés de Hæckel.

Le groupe des Sphaerellariés de la première légion est le plus abondant. Les radiolaires de ce groupe ont un squelette continu constitué par une coquille réticulée en forme de sphère, d'ellipsoïde ou de disque. Certaines espèces, abondamment répandues à l'état fossile, sont formées d'une lame siliceuse perforée ou d'un treillis enroulées en spire : tel est le cas d'espèces du genre *Porodiscida*.

Les Nassellariés réunissent les radiolaires ayant un squelette formant casque, corbeille ou cloche, et présentant un pôle apical et un pôle oral. Le squelette revêt aussi l'aspect d'une coquille qui présente parfois un ou plusieurs étranglements.

En dehors de leur matière et de leur forme générale, les radiolaires sont caractérisés par l'importance des pores ou des trous qui semblent avoir été découpés dans leur squelette, qui revêt l'apparence d'une coquille, dont un morceau sera formé soit d'une lame largement perforée, soit de fines lamelles cloisonnées figurant une série de larges alvéoles, soit d'un fin treillis. La chlorite ou l'oxyde de fer y prennent exactement la place tenue

Planche XI

Fig. 1. — ***Spicules d'éponges calcifiés,*** dans un calcaire marneux. On voit une section de *Rosalina Linnei* un peu au-dessus du centre (Crétacé supérieur de Nice).

D'après une préparation de M. L. Moret.

Gr. : 28 diamètres. Lumière naturelle.

Fig. 2. — ***Section d'un spicule d'éponge calcifié,*** dans un calcaire à foraminifères granuleux. On voit que les masses de calcite se sont développées sans que le dessin du spicule soit détruit (Crétacé supérieur des Pyrénées basques, Béhobie).

Gr. : 100 diamètres. Lum. nat.

Fig. 3 et 4. — ***Radiolaires transformés en oxyde de fer,*** dans un calcaire gréseux à spicules et radiolaires calcifiés (Jurassique supérieur, Brèche du Chablais, col du Lens, Haute-Savoie).

D'après une préparation de M. H. Douvillé.

Gr. : 40 diamètres. Lum. nat.

Fig. 5. — ***Radiolaire calcifié*** (au centre de la préparation), dans un calcaire à Lagenas (Crétacé supérieur, Hendaye).

Gr. : 55 diamètres. Lun. nat.

Fig. 6. — ***Radiolaires*** dont le squelette est détruit, et dont la masse sphéroïdale est devenue calcaire. En bas et à droite de la préparation, une globigérine. *On voit le test calcaire de la globigérine, tandis qu'on ne voit pas le squelette des radiolaires* (Eocène inférieur des Pyrénées basques, Fontarabie).

Gr. : 28 diamètres. Lum. nat.

Fig. 7. — ***Réseau du squelette d'un radiolaire,*** transformé en chlorite, dans une grauwacke (Dévonien de la vallée de la Bruche, Vosges d'Alsace).

Gr. : 220 diamètres. Lum. nat.

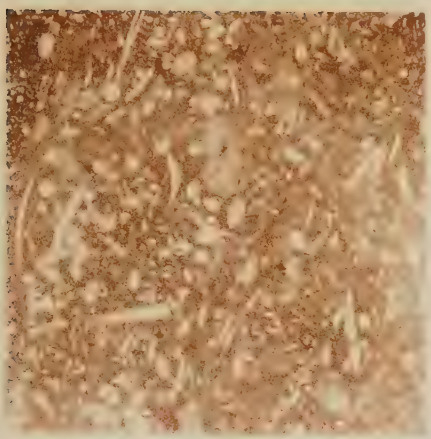


Fig. 1

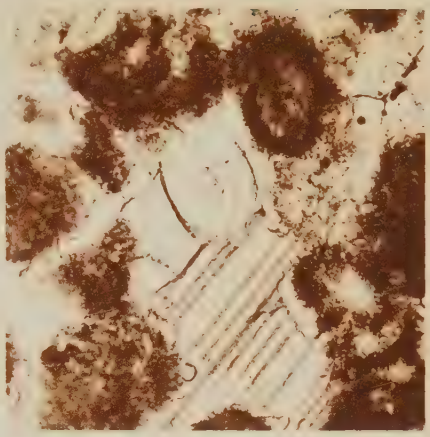


Fig. 2

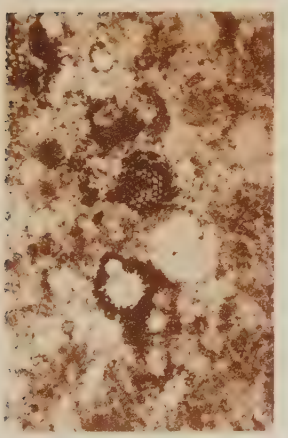


Fig. 3

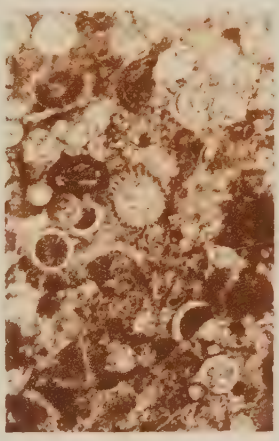


Fig. 5

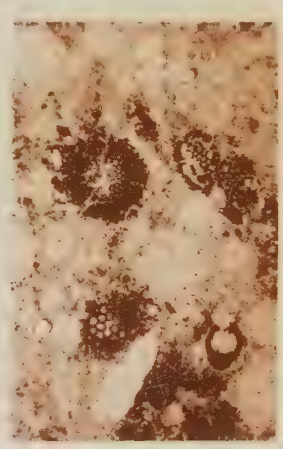


Fig. 4

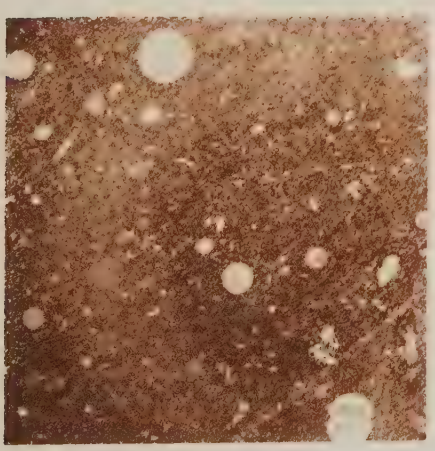


Fig. 6

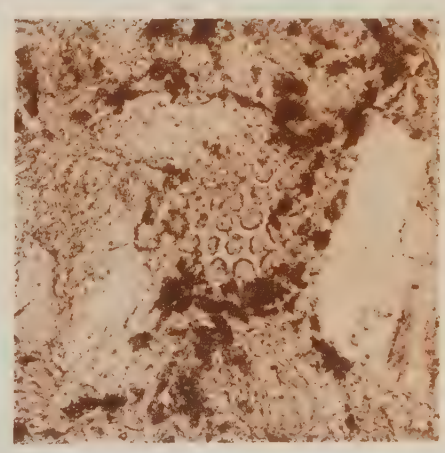


Fig. 7

primitivement par la silice et conservent ainsi la microstructure primitive du squelette.

On trouve en outre des épigénies de squelettes des radiolaires en calcite (Pl. XI, fig. 5), et d'autres où la matière primitive en fut remplacée par des silicates d'alumine particuliers, sous l'influence d'un certain métamorphisme.

Spicules d'éponges. — Nous ne parlerons ici que des spicules siliceux. Il en est de deux sortes : les uns de taille relativement grande forment le squelette proprement dit de l'éponge, on les appelle des mégasclères ; les autres, de très petite taille, dits microsclères, sont libres dans la chair de l'éponge.

Un spicule est un petit bâton droit ou courbé, simple ou branchu, dont la substance fut primitivement de l'opale unie à un peu de matière organique, et qui est traversé dans sa longueur par un fin canal, dit canal axial du spicule.

La fossilisation change plus ou moins les caractères originels des spicules. L'un des premiers changements consiste en l'apparition, dans la masse du spicule, de cavités, dites facules, dont la section a forme de croissant. Ces facules se montrent dans les spicules d'opale. Très fréquemment, les spicules se transforment en calcédoine qui, dans la masse du spicule, présente souvent, en lames minces, une structure moirée caractéristique. Les facules se trouvent aussi, mais rarement, dans certains spicules de calcédoine. Les spicules ainsi transformés montrent, dans la plupart des cas, un élargissement de leur canal axial.

De la glauconie se loge très fréquemment dans le canal axial, élargi ou non, et parfois même ce minéral épigénise complètement le spicule. Dans certains sédiments anciens, de la chlorite se substitue partiellement au spicule. Il arrive également que des spicules sont, en tout ou partie, remplacés par de la calcite. Celle-ci peut épigéniser exactement le spicule (Pl. XI, fig. 1) ou, cristallisant plus largement dans la masse de la gangue environnante, absorber le spicule et n'en plus laisser subsister que la trace des contours marqués seulement par une matière d'origine organique

D'après la forme des spicules, on peut distinguer parmi les éponges :

1° Les Monactinellides qui n'ont que des spicules rectilignes (monoaxes) fusiformes ;

2° Les Tetractinellides qui sont caractérisés par des spicules à

quatre rayons dont l'un parfois s'allonge et les trois autres s'atrophient ;

3° Les Lithistides dont les mégasclères de formes compliquées caractérisent une série de sous-groupes ;

4° Les Hexactinellides dont les spicules ont six rayons disposés suivant trois axes perpendiculaires entre eux.

Il est facile d'étudier les différentes formes de spicules quand on a affaire à des sédiments calcaires que l'on peut désagréger à l'aide d'un acide. En lames minces, il est seulement possible de dire si le spicule est monoaxe ou non. Une très grande abondance de spicules monoaxes peut seule faire penser qu'il s'agit de Monactinellides, car les spicules monoaxes se retrouvent dans tous les autres groupes.

Certaines éponges du groupe des Tétractinellides admettent, à côté des spicules en bâtons habituels, des *spicules globuleux*, auxquels on donne le nom de *sterrasters*. Leur matière est aussi de silice. Ils ont une forme sphérique ou ellipsoïdale et certains d'entre eux montrent une structure alvéolaire due à l'entrecroisement de lames siliceuses.

Disons de suite que les spicules ont une importance considérable dans la constitution des roches sédimentaires.

Les diatomées, les radiolaires, les spicules d'éponges sont les organismes siliceux essentiels des roches sédimentaires. Nous dirons maintenant ce que sont les organismes calcaires et magnésiens.

II. — LES ORGANISMES CALCAIRES ET MAGNÉSIENS

Nous entendons par organismes calcaires et magnésiens, ceux qui sont purement calcaires et ceux qui contiennent du carbonate de magnésie mélangé au carbonate de chaux. La teneur en carbonate de magnésie est toujours loin de la proportion qu'il en faudrait pour saturer à l'état de dolomie le carbonate de chaux. Nous n'avons pas le moyen de savoir sous quel état minéralogique existe ce carbonate de magnésie.

Nous traiterons d'abord des organismes qu'on doit rapporter au règne végétal, puis de ceux qui appartiennent au règne animal, nous bornant d'ailleurs aux groupes et familles qui présentent un intérêt dans la définition des sédiments dont nous ferons l'étude.

Les ***Flagellates***. — Ils sont représentés dans les roches sédimentaires par les rhabdolithes et les coccolithes. Les rhabdolithes sont de très menus articles ayant la forme d'une petite massue reliée par l'extrémité la plus mince à un disque plat ; le tout figurant ainsi un bouton d'attache de faux-col. Ils sont perforés dans leur longueur par un canal, et faits de carbonate de chaux. Leur texture est fibreuse et les fibres rayonnent à partir du canal.

Les coccolithes ont la forme d'un disque percé au centre d'un ou deux trous ; ils se présentent parfois comme un tore de forme elliptique. La texture est encore fibreuse.

On ignore la signification exacte de ces organismes qu'on rapporte tantôt au règne végétal, tantôt au règne animal ; certains dépôts en sont pétris.

Les ***Melobésiées***. — Ce sont des algues calcaires de la famille des Floridées. Elles sont formées d'un thalle pluricellulaire qui vit libre ou fixé. La section rectangulaire de la plupart des cellules les caractérise (Pl. XII, fig. et 4).

Les genres Lithothamnium et Lithophyllum se différencient par la manière d'être et la répartition de leurs cellules.

Ces algues sont marines ; elles vivent à faible profondeur. Certaines d'entre elles sont magnésiennes. En section mince, la matière en apparaît d'un gris jaunâtre à cause de l'extrême ténuité des particules cristallines qui la constituent.

Les ***Characées***. — Ce sont des algues d'eau douce. Elles forment des tiges avec rameaux et ramuscules sur lesquels s'enroulent dans le genre *Chara* des cellules à sections circulaires (cellules corticantes). On conçoit que les coupes transversales en soient caractéristiques (Pl. XII, fig. 2). Il est fréquent que la partie externe des cellules corticales soit arrachée : on voit alors en section une ellipse ou un cercle flanqué de petits croissants. Le genre *Nitella* n'a pas de cellules corticantes.

Les ***Siphonées***. — Algues vertes en forme de tube qui, grâce à leur propriété d'incruster du calcaire, se retrouvent fréquemment dans les sédiments, soit dans le genre Diplopore, soit dans le genre Gyroporelle. Dans le premier genre, de nombreux pores traversent de part en part la cloison ; dans le second genre, ils se terminent en cul-de-sac avant d'atteindre la surface externe. Dans certains cas, les siphonées se silicifient.

Planche XII

Fig. 1. — ***Diatomées,*** des tripolis de l'Ardèche.

Gr. : 225 diamètres. Lumière naturelle.

Fig. 2.— ***Tiges de Chara,*** dans un calcaire lacustre (Purbeckien de la Dent du Chat, Lac du Bourget).
D'après une préparation de M. L. Moret.

Gr. : 30 diamètres. Lum. nat.

Fig. 3. — ***Section dans une Mélobésiée*** (Calcaires gréseux éocènes d'Urcuit, Bassin de l'Adour).

Gr. : 30 diamètres. Lum. nat.

Fig. 4. — ***Mélobésiées,*** encroûtant une ***Orthophragmine.***
D'après une préparation de M. H. Douvillé.

Gr. : 11 diamètres. Lum. nat.

Fig. 1

Fig. 3

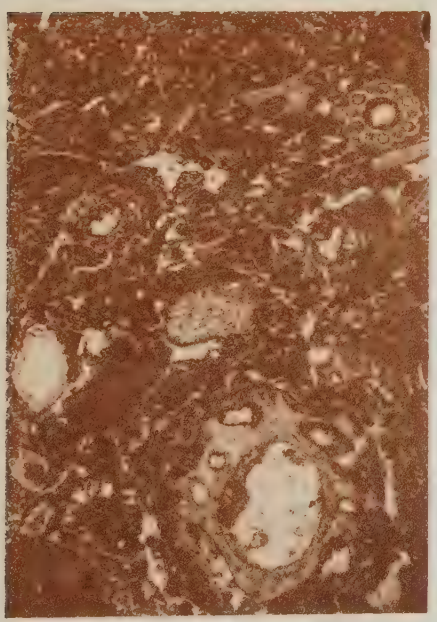


Fig. 2

Fig. 4

Foraminifères. — Ce sont des organismes marins appartenant au règne animal. Ils paraissent, pour la plupart, unicellulaires. La masse protoplasmique qui constitue leur cellule vit dans une seule *loge* ou se répartit dans *plusieurs loges associées*. Cette loge ou ce groupe de loges forme la coquille ou le test. Dans les foraminifères multiloculaires, les loges s'ajoutent les unes aux autres au fur et à mesure que se développe la masse protoplasmique.

Il y a des foraminifères actuellement vivants dont la coquille est chitineuse ; nous n'en saurons pas reconnaître les équivalents dans la série des terrains sédimentaires. Les autres foraminifères, et c'est le plus grand nombre, ont leur coquille faite de matière minérale ; c'est ceux que nous rencontrerons dans les sédiments.

Nous les classerons tout d'abord d'après la matière de leur coquille ; et les différents caractères morphologiques de celle-ci nous fourniront, dans chaque classe, autant de groupes.

Dans la constitution de toute coquille de foraminifère, les foraminifères chitineux étant éliminés, il entre, à de rares exceptions près, une certaine proportion de calcaire, et c'est pourquoi nous les groupons tous avec les organismes calcaires. Un très grand nombre d'entre eux est d'ailleurs uniquement calcaire ; mais ce calcaire de la coquille des foraminifères a diverses manières d'être, et ce sont sont ces manières d'être qui nous permettent de les répartir en différentes classes.

Certains foraminifères se servent, pour construire leur test, de matériaux qui leur sont étrangers : débris de toutes sortes, et qu'ils empruntent au milieu dans lequel ils vivent. On dit qu'ils sont *agglutinants*. Si les matériaux qui entrent dans la constitution du test sont des grains de sable quartzeux, on dit que le test est *arénacé*. Le ciment qui joint ces grains de sable est du carbonate de chaux, mais ce dernier est parfois très réduit relativement au volume occupé par les grains. Dans certains cas, on reconnaît que les grains sont joints les uns aux autres par de la silice ou de l'oxyde de fer ; il est difficile de dire si ces substances sont d'origine primaire ou si elles proviennent de l'épigénie d'une autre matière.

On trouve avec une grande fréquence, dans les terrains sédimentaires, des foraminifères dont le test est constitué par une agglomération de très petits granules de carbonate de chaux. Ces foraminifères, dont nous dirons que le test est *granuleux*, se recon-

naissent en lames minces avec la plus grande facilité, grâce à l'opacité de leurs sections.

Le test des foraminifères arénacés comporte des matériaux élaborés en dehors de leur action propre. Il est difficile de juger s'il en est ainsi des foraminifères granuleux ; quant à la matière du test des autres foraminifères, elle doit son origine aux réactions provoquées par la vie du foraminifère lui-même. Cette matière est uniquement calcaire, mais elle revêt deux manières d'être.

Dans l'une d'elles, le calcaire se présente en lames minces comme formé de couches continues de calcite à extinctions perpendiculaires à la tangente au test. Les sections de ces tests sont le plus souvent parfaitement limpides, aussi caractériserons-nous leur matière en disant qu'elle est *hyaline*. Dans certaines espèces, le test est légèrement teinté de jaune et présente un léger polychroïsme ; dans d'autres espèces, la lame de calcaire qui forme la paroi d'une loge se résout en une série de fibres à extinctions longitudinales. Quoi qu'il en soit de ces légères variations dans l'allure du test, nous réunirons tous les foraminifères de cette classe sous la rubrique *foraminifères à test hyalin*.

L'autre manière d'être est telle qu'examinées en lames minces, les sections des foraminifères qui la comportent sont à demi-opaques. Vues par réflexion, les sections ont une teinte laiteuse. Nous désignerons les foraminifères de cette classe sous le nom de *foraminifères à test laiteux*. Il est impossible de préciser, par le seul examen au microscope, la nature minéralogique du calcaire du test : l'on ne peut dire s'il s'agit d'aragonite ou de calcite. Les foraminifères de cette classe ont souvent été, à cause de l'allure de leur cassure, désignés par le nom de *foraminifères porcelanés*.

Il est fréquent que la paroi des foraminifères à test hyalin soit traversée par de nombreux pores, d'où le nom de foraminifères *poreux* (ou perforés) qui leur a été donné. Les foraminifères à test laiteux ne sont pas poreux. On les a dits, pour cette raison, *imperforés*.

Suivant la nature de la matière de leur test, nous diviserons donc les foraminifères en quatre classes :

1° Les foraminifères à test agglutinant arénacé. La coquille est constituée à l'aide de toutes sortes de matériaux, en particulier à l'aide de grains de sable ;

2° Les foraminifères à test granuleux. La coquille n'est faite que de l'agglomération de menus granules de carbonate de chaux ;

3° Les foraminifères à test hyalin. La coquille est faite de couches continues de calcite et parfois de fibres juxtaposées ;

4° Les foraminifères à test laiteux. La coquille est faite d'un carbonate de chaux à demi-opaque en lame mince, formé d'une multitude d'individus cristallins indifférenciables l'un de l'autre.

Avant de passer en revue ceux des types de ces foraminifères qu'on trouve avec fréquence dans les roches sédimentaires, définissons, au préalable, deux *formes* importantes : la forme *Textilaire* et la forme *Rotaline*.

Textilaire vient du latin *textilis* qui veut dire *qui est tressé*. Effectivement la coquille caractéristique de la forme textilaire ressemble, sous certain aspect, à une tresse : elle est formée par deux rangées de loges alternes.

La forme des loges, la position et la forme de l'ouverture de chaque loge définiront autant de Textilaires différentes que nous pourrons réunir pour la commodité de notre langage de lithologiste sous le nom de Textilaridées ; étant entendu que sous cette rubrique figurent des foraminifères de formes analogues mais qui n'ont pas nécessairement entre eux de parentés génétiques étroites.

Fig. 78 — Sections de *Textilaridées* et *Rotalidées* de test granuleux (du Crétacé supérieur pyrénéen).

Si l'on regarde une Textilaire du côté de ses loges les plus récentes, on ne voit que deux loges. On peut considérer que les loges successives sont disposées suivant une hélice, à 180° l'une de l'autre. Nous étendrons le nom de *Textilaridées* aux foraminifères construits d'une manière analogue, dont les loges successives sont également disposées suivant une hélice, mais telles que l'une est à 120° de l'autre, de sorte que du côté des loges les plus jeunes, on voit trois loges à la fois.

Planche XIII

Fig. 1. — ***Rotalidée, de test granuleux. Débris de coquille de mollusque roulé et attaqué par des algues perforantes :*** les parties attaquées sont transformées en calcaire granuleux (Crétacé supérieur des Pyrénées basques, Béhobie).

Gr. : 125 diamètres. Lum. nat.

Fig 2. — ***Textilaire, de test granuleux.*** Un petit cristal de feldspath (albite) s'est développé dans le test, et au travers de l'une des loges (Crétacé supérieur, Béhobie).

Gr. : 125 diamètres. Lum. nat.

Fig. 3. — ***Miliolidée*** (Quinqueloculine), partiellement attaquée par des algues perforantes. Du calcaire granuleux a été élaboré aux dépens des portions attaquées ; les parties non attaquées ont recristallisé comme le ciment de la roche (Eocène d'Urcuit, bassin de l'Adour).

Gr. : 63 diamètres. Lum. nat.

Fig. 4. — ***Alvéoline,*** montrant l'aspect, en lame mince, du calcaire dit laiteux ou porcelainé (Eocène d'Urcuit).

Gr. : 30 diamètres. Lum. nat.

Fig. 1

Fig. 2

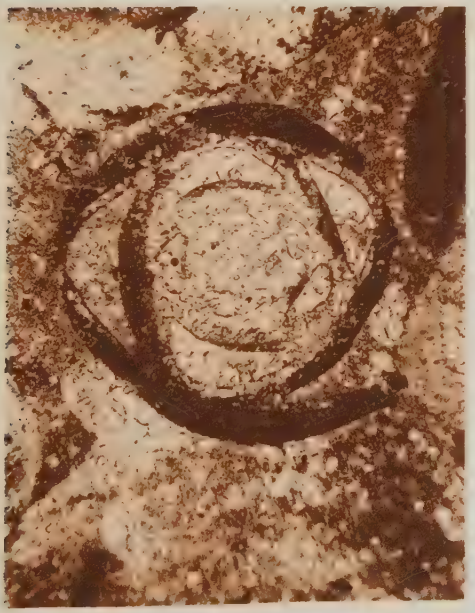


Fig. 3

Fig. 4

Si par tour d'hélice le nombre des loges augmente, on passe à la forme Rotaline. Nous réunirons sous le nom de *Rotalidées*, les foraminifères de forme Rotaline. La plupart des Rotalidées offrent d'ailleurs un assez grand nombre de loges par tour et la spire qui joint les points identiques de chacune des loges est très surbaissée, et parfois même est développée dans un plan.

Les Textilaridées et les Rotalidées entrent en très grande quantité dans la constitution des roches sédimentaires, c'est pourquoi il nous importait d'avoir une notion exacte de leur forme (fig. 78). Elles sont, il faut le reconnaître, d'un faible intérêt au point de vue stratigraphique, car les différentes espèces qu'elles comportent sont rarement *caractéristiques* d'un étage.

Foraminifères a tests arénacés et granuleux. — Un grand nombre de Textilaridées et de Rotalidées, dont la spécification est presque toujours impossible en lames minces, appartiennent à ces deux classes de foraminifères (Pl. XIII, fig. 1 et 2). Le mode d'agencement des loges est souvent beaucoup plus compliqué que celui des formes-types Textilaires et Rotalines. Citons en particulier le cas d'une forme de Rotalidées connue sous le nom de *Endothyra*, qu'on rencontre en abondance dans le calcaire carbonifère, dont le test est essentiellement granuleux et dont la série des loges est enroulée comme le fil d'un peloton de laine (fig. 79).

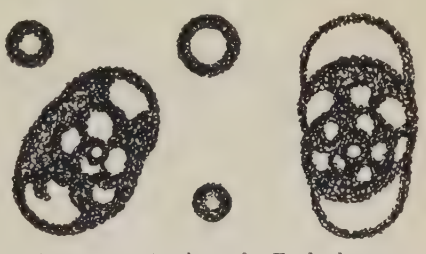


Fig. 79. — Sections de *Endothyra* et Granulosphères du Calcaire carbonifère.

Dans les sédiments anciens, les formes granuleuses sont, d'ailleurs, beaucoup plus nombreuses et plus variées que les formes arénacées. Il y a lieu aussi de signaler, dans cette classe, certains foraminifères formés d'une seule loge en forme de sphéroïde ou de sphère et dans laquelle on ne voit aucune ouverture. Cette forme, connue dans les mers actuelles, y est arénacée : on l'appelle *Psammosphæra*. Nous la rencontrerons en abondance dans les sédiments carbonifères, mais elle y est granuleuse. Les auteurs anglais la désigne sous le nom de *Calcisphæra*. Pour rappeler sa texture nous l'appelerons granulosphère (V. Pl. XXI, fig. 2).

Les Orbitolines sont des foraminifères, d'âge crétacé, dont le

test, formé de calcaire laiteux, est partiellement arénacé. Elles ont une texture particulière caractérisée par un entrecroisement de lamelles figurant, en sections, un réseau. Leur forme générale, *en chapeaux pointus plus ou moins aigus*, est d'ailleurs caractéristique et en fait reconnaître les individus intacts en lames minces. Examinés de même, leurs débris ressemblent à de petits morceaux de calcaire gréseux. Dans certains dépôts, les Orbitolines ne sont pas arénacées, mais seulement formées de calcaire laiteux : seul, le réseau résultant de l'entrecroisement des lamelles permettrait, en section, d'en reconnaître les débris.

Le test des Orbitolines a parfois été silicifié : elles sont alors transformées en calcédoine (V. Pl. XXI, fig. 6).

Foraminifères a test hyalin. — Cette classe de foraminifères comprend encore des Textilaridées et des Rotalidées. Les Rotalidées sont représentées par des formes très variées dont quelques-unes sont essentiellement constitutives de certains sédiments, tandis que les Textilaridées n'y ont qu'un développement sporadique.

Parmi les Textilaridées à test hyalin, citons toutefois la forme connue sous le nom de *Textilaria globifera*, très simple Textilaire à loges globuleuses qu'on trouve en abondance dans la craie.

On désigne les diverses Rotalidées à test hyalin par certains noms qui définissent autant de types parmi lesquels nous citerons :

Discorbina. — D'un côté de la coquille, on voit les loges de tous les tours ; de l'autre côté, on ne voit que le dernier tour. La coquille a tendance à s'aplatir du côté opposé à celui qui montre tous les tours. L'ouverture, située vers le côté plat, est protégée par une lamelle qui s'étend jusqu'au centre de la coquille. Gros pores. Communication d'une loge à l'autre par l'ouverture.

Planorbulina. — Un très grand nombre de loges se développant côte à côte et communiquant par leur ouverture. L'ouverture est située vers la face la plus plane.

Truncatulina (V. Pl. XVII, fig. 6). — Un côté plan, un côté bombé. Sur le côté plan on voit parfois plusieurs tours ; sur le côté bombé on n'en voit qu'un. Ouverture à cheval sur les deux côtés (fig. 80). Les loges communiquent par leur ouverture. Certaines truncatulines sont fortement teintées en lames minces (fig. 81).

Anomalina. — Coquille de forme presque symétrique, mais gros spores situés généralement d'un seul côté. Ouverture comme *Truncatulina.*

Fig. 80. — Sections de Truncatulines.

Fig. 81. — Section de Truncatuline teintée.

Pulvinulina. — Un côté plan qui montre tous les tours, un côté bombé qui ne montre que le dernier. L'ouverture s'étend jusqu'au centre de la partie bombée ; c'est l'inverse de ce qui a lieu pour *Discorbina.* Pores très fins. Coquille carénée (fig. 82 et 83).

Fig. 82. — Type de Pulvinuline (*Pulvinulina Marcellae,* du Crétacé supérieur pyrénéen). A gauche, côté de l'ouverture ; à droite, côté plan).

Fig 83. — Section de *Pulvinulina Marcellae.*

Rotalia. — Un côté qui montre tous les tours, un côté qui ne montre que le dernier : c'est sur ce côté qu'est placée l'ouverture. Communication d'une loge à l'autre par l'ouverture. Pas de carène.

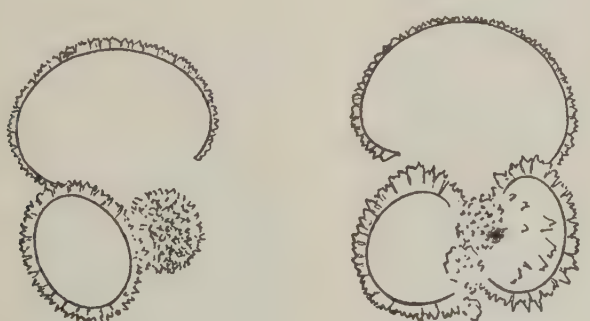


Fig. 84. — Sections de Globigérines du type *Globigerina bulloïdes* (Crétacé).

Planche XIV

Fig. 1. — ***Lagena diffringens*** (en haut), ***Lagena orbulinaria*** (2 sections, en bas, à droite), ***Lagena spherica*** (sections estompées, déformées), d'un calcaire à Lagenas du Crétacé supérieur des Pyrénées basques (Hendaye).

Gr. : 200 diamètres. Lumière naturelle.

Fig. 2. — ***Lagena diffringens ;*** section tangentielle montrant le fin réseau cloisonnaire, dans la masse du test (même gisement).

Gr. : 280 diamètres. Lum. nat.

Fig. 3. — ***Lagena diffringens ;*** section transversale montrant encore, dans la masse du test, le réseau cloisonnaire (même gisement).

Gr. : 220 diamètres. Lum. nat.

Fig. 4. — ***Lagena,*** de type ***gracillima*** ou ***Fissurina,*** montrant les nombreux pores remplis par une matière non transparente. Au-dessous, section tangentielle, dans le sens de l'allongement, de ***Lagena diffringens*** (même gisement).

Gr. : 220 diamètres. Lum. nat.

Fig. 5. — ***Lagena spherica ;*** section tangentielle montrant la distribution régulière des pores (même gisement).

Gr. : 220 diamètres. Lum. nat.

Fig. 6. — ***Lagena,*** du type ***gracillima*** ou ***Fissurina,*** en section transversale passant par l'ouverture, montrant les pores et la croûte de calcaire hyalin (même gisement).

Gr. : 220 diamètres. Lum. nat.

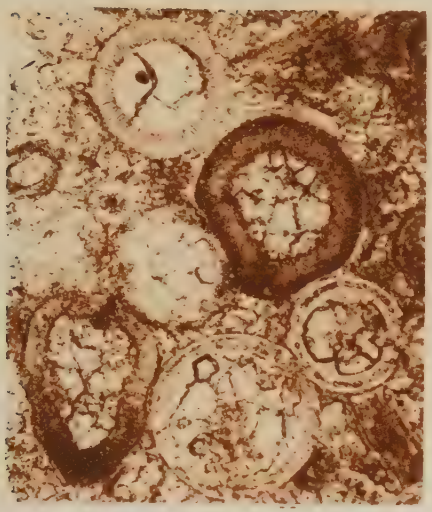


Fig. 1

Fig. 4

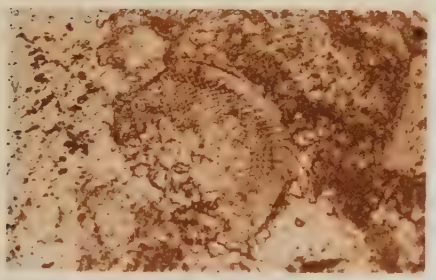


Fig. 2

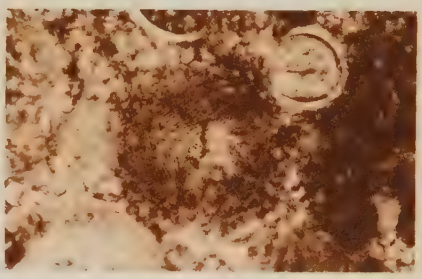


Fig. 5

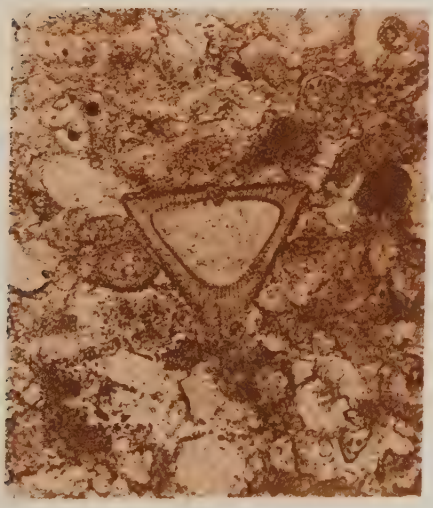


Fig. 3

Fig. 6

Globigerina (V. Pl. XXI, fig. 4). — Un côté dit spiral, un côté dit ombilical. Ouverture des loges donnant sur l'ombilic. Pas de communication d'une loge à l'autre par l'ouverture. Nombreux pores (fig. 84).

Rosalina (V. Pl. XXI, fig. 5 et Pl. XV, fig. 1). — Certaines formes de globigérines carénées. L'ouverture est située dans un bandeau non poreux.

Il ne faut pas assimiler la définition de ces différents types à celle de genres de foraminifères. Les noms qui viennent d'être donnés ne sont que représentatifs d'une forme. Dans la pratique, nous ferons parfois suivre ces noms d'une désignation spécifique : par exemple *Truncatulina lobatula*, *Globigerina bulloïdes*, *Rosalina Linnei*, sont des espèces de foraminifères de forme truncatuline, globigérine et rosaline, qui entrent comme éléments essentiels dans la définition de certaines roches sédimentaires.

Fig. 85. — Sections de *Rotalina Cayeuxi*, de type voisin de *Anomalina*. (Crétacé supérieur des Pyrénées).

Le nom de *Rotalina*, pris dans un sens plus général, sera affecté à des espèces de Rotalidées dont on ne peut préciser à quelle forme il y aurait lieu de les rapporter (fig. 85).

A côté de ces formes pluriloculaires, il y a lieu de signaler toute une série de foraminifères uniloculaires à test hyalin dont l'intérêt vient de l'extrême abondance avec laquelle on les trouve dans certaines roches.

Leur forme est, soit celle d'une poche sphérique, sphéroïdale, ovoïde, soit celle d'un fuseau, soit celle d'une sorte de calice.

Certains de ces foraminifères sont très certainement des Lagenas et d'autres ont des caractères qui tendent à les rapprocher de ce groupe, aussi les désignerons-nous tous par le terme général de *Lagena*. Examinons quelques espèces :

Lagena orbulinaria (Pl. XIV, fig. 1) est une très petite coquille parfaitement sphérique, au travers de laquelle on ne distingue pas nettement de pores. Elle possède une ouverture en forme d'entonnoir renversé. La coque est massive, mais elle présente parfois plusieurs couches marquées par de fines granulations de carbonate de chaux. Dans la masse du test on voit souvent un fin réseau formé par l'entrecroisement de lames extrêmement fines qui se coupent suivant les rayons de la petite sphère.

Lagena spherica (Pl. XIV, fig. 1 et 5) est également de forme sphérique, mais certains individus s'allongent suivant l'axe, passant par l'ouverture qui a d'ailleurs même forme que celle de *Lagena orbulinaria*, et la coquille est alors sphéroïdale. Le test est poreux et les pores sont répartis de telle manière qu'ils semblent formés par l'entrecroisemen de fines lames calcaires. Ces pores sont pénétrés d'une matière d'un noir jaunâtre dont on ne peut préciser la nature ; une couche fine de la même matière s'applique sur toute la coquille et est recouverte par une très mince coque de calcaire parfaitement hyalin. Certains individus ont subi des déformations qui paraissent montrer qu'à l'origine la paroi de la loge possédait une certaine souplesse. Ils font penser à un œuf dur dont on aurait pu enlever le jaune, dont le blanc, souple, formant l'équivalent de la paroi de la coquille, aurait été déformé, et dont la coque, comme la mince coque calcaire qui forme le revêtement du *Lagena*, serait cassée.

Lagena diffringens (Pl. XIV, fig. 1, 2, 3 et 4) a la forme d'un calice recouvert. Ses sections sont caractéristiques. Il possède une ouverture du côté opposé à la tige. Sa coquille est faite d'une paroi de calcaire dans la masse de laquelle se dessine un fin cloisonnement comme dans *Lagena orbulinaria*, mais avec beaucoup plus de netteté que dans cette espèce. En section mince, ce cloisonnement produit des franges de diffraction qui donnent à ce foraminifère un aspect très particulier.

Il existe encore d'autres Lagenas en forme d'oves (Pl. XIV, fig. 4 et 6) dont certains ont pour ouverture une fente souvent assez longue et dont l'aspect est celui d'une fissure, d'où le nom de *Fissurina* qui leur a été donné.

Fig. 86. Section de Cristellaire.

Les loges de ces divers Lagenas sont indépendantes les unes des autres mais on connaît des foraminifères constitués par plusieurs loges du type de celles des Lagenas, et placées bout à bout : on les nomme des Nodosaires. La file de ces loges peut s'enrouler sur elle-même d'une manière analogue à l'enroulement des Rotalidées : il se forme ainsi des Cristellaires (fig. 86).

Parmi les foraminifères à test hyalin qu'on peut encore rencontrer dans les roches sédimentaires, assez abondamment pour les caractériser, nous citerons les Nummulites, les Assilines, les Orbitoïdes (Pl. XV, fig. 2 et Pl. XVII, fig. 5).

Les Nummulites sont constituées par l'enroulement autour d'un axe d'une série de loges à section d'ogive qui se recouvrent plus ou moins d'un tour à l'autre. On distingue dans une Nummulite divers éléments morphologiques : la muraille que caractérise sa forte épaisseur est la paroi extérieure du foraminifère (elle est finement poreuse), le cordon dorsal que caractérise ses cannelures et qui borde le sommet de l'ogive de la Nummulite, les cloisons qui séparent les loges les unes des autres et qui s'ouvrent à leur rencontre avec le cordon dorsal du tour précédent (elles ne sont pas poreuses). On nomme filets cloisonnaires les traces des cloisons sur la muraille.

Les Assilines présentent avec les Nummulites de grandes analogies mais leurs tours sont peu ou pas embrassants. Les formes en sont plates.

Les Orbitoïdes ont une structure complexe. Ce sont des foraminifères dont la forme générale est celle d'une lentille. Le plan équatorial en est occupé par un tissu calcaire formé de multiples cloisons qui constituent toute une série de logettes. Au dessus et au-dessous de ce tissu équatorial on trouve un autre tissu confusément cloisonné. Suivant la forme du cloisonnement du tissu équatorial on distingue divers types d'Orbitoïdes. Nous nous bornerons à signaler les Orthophragmines abondamment développées dans certains sédiments de l'Eocène et qui dans les plaques taillées suivant la section équatoriale se reconnaissent à la forme rectangulaire des logettes.

Les Nummulites, les Assilines, les Orbitoïdes sont des foraminifères de taille relativement grande dont la détermination spécifique s'impose au paléontologue. Cette détermination est délicate et ce n'est pas ici le lieu d'en développer les méthodes. Il nous suffira de savoir distinguer les débris de ces foraminifères et les caractères qui viennent d'être donnés sont, pour ce but, suffisants.

Foraminifères a test laiteux — Dans cette classe nous ne trouverons plus de foraminifères dont les types soient assimilables aux Textilaridées et aux Rotalidées des classes précédentes.

Cornuspira est formé par un tube enroulé sur lui-même autour d'un axe. Cette forme est parfois arénacée.

Les Miliolidées ont des loges en forme de sacs allongés qui se groupent autour d'un axe en s'appliquant l'une sur l'autre suivant toute leur longueur. Elles sont réparties autour de l'axe soit deux

par deux (Biloculines), soit trois par trois (Triloculines), soit cinq par cinq (Quinqueloculines) soit par groupes d'un plus grand nombre de loges. Leurs sections perpendiculaires à l'axe sont caractéristiques (Pl. XIII, fig. 3 et Pl. XXI, fig. 1). La matière en est un calcaire très finement cristallisé formé d'individus confusément orientés, et dont l'aspect *chagriné* est, en coupes minces, particulièrement typique. Il est fréquent d'ailleurs que ce calcaire recristallise : il devient un agrégat de cristaux de calcite plus ou moins largement développés ; et cela tend à faire supposer que la matière primitive en fut de l'aragonite.

Les Fusulines ont une forme de fuseau. Elles sont faites d'une lame calcaire enroulée autour d'un axe. Des cloisons ondulées s'étendent suivant les méridiens du fuseau ; les ondulations *contrariées* pour deux cloisons voisines forment un cloisonnement caractéristique. Les Fusulines sont abondantes dans certaines roches du Carbonifère supérieur et du Permien.

Les Neoschwagerines, dont la forme générale et la manière d'être sont celles des Fusulines, sont caractérisées par un double système de cloisons : des cloisons méridiennes principales et secondaires nombreuses, et des cloisons transverses qui dans les coupes tangentielles montrent un quadrillage typique.

La microstructure de la lame enroulée des Fusulines et des Neoschwagerines est alvéolaire ; c'est-à-dire que cette lame, au lieu d'être faite de calcaire massif, est constituée par une mince feuille de calcaire sur laquelle s'appuie un très fin réseau de poutrelles.

Les Alvéolines (Pl. XIII, fig. 4) sont aussi formées d'une lame qui s'enroule autour d'un axe, mais cette lame est faite de calcaire massif. La forme générale du foraminifère varie depuis celle d'un fuseau jusqu'à celle d'une petite balle. Un double cloisonnement occupe l'espace interlamellaire : il est constitué par des cloisons droites méridiennes et des cloisons droites transverses ; celles-ci plus rapprochées les unes des autres que celles-là.

Transformation de la matière du test des foraminifères. — Dans certains sédiments, on trouve des coquilles de foraminifères dont la matière n'est plus celle qui les constituait à l'origine. Il est fréquent que, dans les calcaires cristallins, la masse de la coquille des foraminifères à test laiteux ait recristallisé (Pl. XIII, fig. 3). Il se forme un large agrégat de cristaux de calcite : en lames

minces la section de la coquille tend à se confondre avec sa gangue, faite elle-même d'une mosaïque de calcite. Les foraminifères à test hyalin au contraire restent ce qu'ils étaient primitivement ; ils gardent leur individualité.

Parfois certains foraminifères sont complètement silicifiés ; il est certaines roches des Pyrénées dans lesquelles les Orbitolines sont normalement transformées en calcédoine (Pl. XXI, fig. 6), et des foraminifères à test hyalin tels que de menues Pulvinulines n'échappent pas à cette transformation.

Nous verrons d'autre part que sous l'influence de fines algues perforantes la matière du test des foraminifères subit encore des modifications intéressantes.

De la détermination des foraminifères dans les roches. — L'observation des foraminifères dans les roches dures et cohérentes ne peut se faire le plus souvent qu'en lames minces. Les données qui nous sont fournies par les sections sont parfois insuffisantes pour permettre la détermination parfaite de la petite coquille. A part des cas très particuliers il sera tout à fait impossible de déterminer spécifiquement le foraminifère et nous ne pourrons tirer de l'examen au microscope que des notions sur le groupe auquel il faut le rattacher. C'est là d'ailleurs un résultat qui dans la plupart des cas suffit au pétrographe. Avant toute chose il nous faut marquer quelle est la matière du test des foraminifères : il importe de préciser si la roche à foraminifères est exclusivement constituée par des foraminifères à test granuleux, à test laiteux, à test hyalin ou par un mélange d'espèces de ces divers types. On conçoit en effet que chaque manière d'être de la matière du test doive correspondre à des conditions de vie particulières du foraminifère et qu'il est utile de connaître afin de préciser *les milieux* où furent élaborés les matériaux des sédiments.

Coelentérés (Coralliaires, Tabulés, Hydraires). — On sait qu'on divise les Coralliaires en Alcyonnaires et Zoanthaires. Les premiers sont caractérisés par des spicules de calcite en forme de bâtonnets ornés d'épines ou de tubercules : leur texture est fibreuse. Sorby a démontré que la matière du calcaire des Zoanthaires vivants est de l'aragonite formée d'un enchevêtrement de petites lamelles dont les sections prennent l'apparence de fibres. Comme il arrive pour tous les tests qui furent primitivement d'aragonite la matière

en est presque toujours transformée en calcite et a perdu de ce fait sa microstructure.

Les Tabulés forment parfois des éléments de très petites dimensions et sont à ce titre susceptibles d'entrer pour une part importante comme constituants essentiels de certaines roches sédimentaires. Ils forment de petits tubes ramuleux. Primitivement en aragonite ils ont normalement été transformés en calcite, et généralement en un petit nombre d'individus qui gardent la même orientation dans le sens de l'allongement du tube. De la calcite cristallise également dans l'intérieur du tube en s'orientant comme celle de la paroi, dont le dessin, ainsi que celui des planchers, est marqué, dans la masse de la calcite, par de fines granulations opaques.

Les Hydraires semblent eux aussi entrer pour une part importante dans la constitution de certains calcaires : ils sont malheureusement peu connus et nous n'avons sur leur structure et sur leur matière que des notions assez vagues. Il en est qui sont formées de croûtes superposées jointes par des piliers : c'est le cas des Stromatopores. D'autres forment des arborisations et ont une structure analogue ; ils caractérisent certains calcaires du Boulonnais, mais n'ont pas reçu de noms. Tous semblent constitués par du carbonate de chaux très finement grenu.

Quand on examine les plaques minces de beaucoup de calcaires on a l'impression que certains organismes, indéterminables avec précision, doivent être rapportés aux hydraires : la manière d'être de leur matière et les formes souvent contournées de leurs sections incitent à faire cette assimilation ; cependant aucune certitude scientifique ne peut en être réellement donnée.

Echinodermes. — Deux traits fondamentaux caractérisent un débris d'échinoderme : en premier lieu la structure réticulée, en second lieu l'individualité optique de chaque élément.

La structure réticulée est simple ou complexe et peut offrir toutes sortes de formes de réseau ; le plus fréquent étant d'ailleurs celui dont les sections de mailles sont des hexagones. Chaque article est un individu de calcite, dont la masse principale présente entre nicols croisés une extinction unique et nette, mais qui peut toutefois être striée de lamelles maclées produites par action mécanique (Pl. XVI, fig. 1). Le réseau apparaît dans la masse de la calcite comme un fin grisé.

Des analyses faites par MM. Clarke et Wheeler sur des Crinoïdes et des Echinides ont révélé que le carbonate de magnésie pouvait y atteindre une proportion de 13 0/0. On trouve d'ailleurs dans certaines roches dolomitiques des articles de Crinoïdes dont tout le réseau est transformé en dolomie.

Les débris de Crinoïdes se caractérisent principalement par le canal axial des articles de leur tige. Les débris d'Échinides ne présentent pas de canal axial ; leurs tissus sont plus variés que ceux des Crinoïdes ; le tissu des radioles d'oursins possède une texture radiaire.

Crustacés. — Parmi les Crustacés, seuls les Ostracodes et les Tribolites jouent un rôle de quelque importance dans la constitution des sédiments.

Les Ostracodes ont des coquilles bivalves dont les sections transversales sont elliptiques ou ogivales (Pl. XVI, fig. 3). Chacune des valves est formée d'une lame de calcite qui dans beaucoup de cas, s'éteint perpendiculairement à la usrface du test. Dans d'autres cas l'extinction n'est pas complète : il se produit entre nicols croisés un minimum d'intensité lumineuse dans les directions des sections principales des nicols qui fait apparaître de très fines lamelles non éteintes et accuse ainsi une microtexture complexe dont l'apparence reste d'ailleurs caractéristique.

Il est extrêmement fréquent que du carbonate de chaux remplisse la cavité de la coquille. Il s'oriente alors souvent à partir des valves comme le calcite de celle-ci.

On trouve des Ostracodes à la fois dans des sédiments marins et dans les sédiments lacustres.

Les autres Crustacés se caractérisent principalement par la structure cellulaire ou alvéolaire de leur test, percé lui-même de gros canaux et consolidé par des piliers massifs. Les Tribolites montrent des canaux et moins fréquemment des piliers dans un test dont l'apparence est celle d'un tissu finement spongieux ; d'ailleurs il arrive parfois que de la calcite grenue en remplace la matière.

Il est des Crustacés dans lesquels le phosphate de chaux atteint une proportion importante qui peut aller jusqu'à 28 0/0. Ils restent néanmoins des organismes essentiellement calcaires.

Bryozoaires. — Les coquilles en sont formées de loges associées qui se différencient des loges des Cœlentérés par l'absence

Planche XV

Fig. 1. — ***Rosalines, Textilaires à test agglutinant, Prismes isolés d'Inocérames ;*** d'un calcaire à Rosalines du Crétacé supérieur des Pyrénées basques (Hendaye).

Gr. : 28 diamètres. Lum. nat.

Fig. 2. — ***Nummulites*** et ***Orthophragmines ;*** d'un calcaire gréseux (Habkern, Suisse).
D'après une préparation de M. H. Douvillé.

Gr. : 11 diamètres. Lum. nat.

Fig. 3. — ***Sections de bryozoaires ;*** d'un calcaire oligocène (Montagne de Veyrier, Haute-Savoie).
D'après une préparation de M. L. Moret.

Gr. : 30 diamètres. Lum. nat.

Fig. 1

Fig. 2

Fig. 3

de cloisons radiales ou de planchers (Pl. XV, fig. 3). Le test est constitué par des lamelles calcaires, disposées tangentiellement aux loges et donnant en sections l'impression d'une texture fibreuse dont les fibres seraient tangentes à la section des loges (fig. 87).

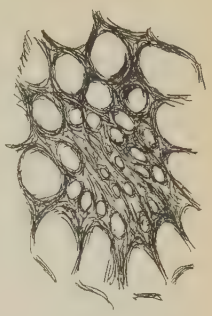


Fig. 87.
Section de bryozoaire.

Brachiopodes calcaires (Pl. XVI, fig. 1 et 2). — Le test des brachiopodes calcaires est formé de deux couches ; l'une externe, est constituée par des lamelles de carbonate de chaux parallèles à la surface ; elle est généralement très réduite ; l'autre, interne est constituée par des prismes longs et grêles inclinés sur la surface. Beaucoup de brachiopodes ont en outre leur test perforé par des canaux qui le traversent de part en part (fig. 88 et 89). Ces canaux manquent dans les Rhynchonelles et dans les Spirifers (fig. 90).

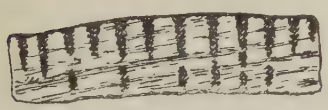


Fig. 88. — Section transversale d'un test de brachiopode perforé.

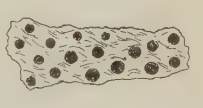


Fig. 89. — Section tangentielle d'un test de brachiopode perforé.

Il semble que dans certains cas les prismes de la couche prismatique soient remplacés par des lames de calcite d'inclinaison

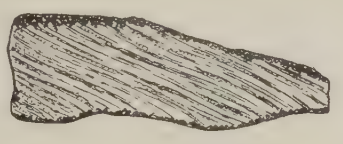


Fig. 90. — Section transversale d'un test de brachiopode non perforé (Spirifer).

très oblique sur la surface du test et d'orientation optique indéterminée.

Les prismes ou lamelles obliques associées ou non à des canaux permettent de caractériser les débris de brachiopodes.

Mollusques. — Nous nous bornerons à caractériser les débris des Lamellibranches, des Gastéropodes et des Céphalopodes.

Lamellibranches. — C'est à Cayeux que nous devons les idées les plus précises sur la texture de leurs coquilles. Ces dernières sont généralement faites de deux couches calcaires qui sont l'une et l'autre, dans la majorité des cas, constituées par de la calcite. La couche externe est *prismatique*, la couche interne est *lamelleuse*.

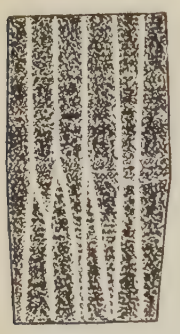


Fig. 91. — Section dans un groupe de prismes d'Inocérame.

La couche prismatique présente, suivant les genres et espèces de lamellibranches, des apparences variées. Notre but n'est pas de les décrire en détail. Dans la plupart des roches, nous pourrons en observer les débris sous deux aspects principaux. Tout d'abord celui qui caractérise la couche prismatique des coquilles d'Inocérames : un ensemble de prismes contigus très bien individualisés (fig. 91) l'un par rapport à l'autre et pouvant se séparer. Chaque prisme est un individu de calcite. On trouve dans les roches calcaires des groupes de prismes ou des prismes isolés (Pl. XV, fig. 1). Les prismes sont chargés d'une multitude d'inclusions qui en marquent le dessin quand bien même la cristallisation de la roche en rend le contour invisible. Dans ces groupes de prismes, ou dans chaque prisme isolé, la variation de la densité des inclusions montre des stades d'accroissement de la coquille.

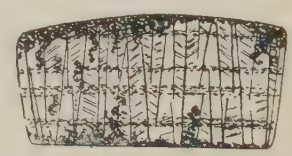


Fig. 92. — Section dans un débris roulé d'une couche prismatique (de type lamello-prismatique) d'une coquille de Lamellibranche. Le débris est en outre attaqué par des algues perforantes.

Une autre manière d'être des couches prismatiques de Lamellibranches consiste en un assemblage d'individus de calcite qu'on peut assimiler à des prismes mais de contours moins simples que ceux des prismes d'Inocérames. Les individus de calcite ne se séparent pas ; on ne les trouve pas isolés ; ce n'est que par groupe constituant un débris de coquilles qu'on les observe dans les roches. D'ailleurs si dans beaucoup de cas la forme des individus permet l'assimilation à des prismes, on voit que dans d'autres cas il s'agit bien plutôt d'étroites lamelles. Nous dirons que la texture en est *lamello-prismatique* (fig. 92). Des lignes d'accroissement marquées par de menues granulations sont bien visibles en lames minces.

Quant à la couche lamelleuse elle est formée soit de feuillets

parallèles à la surface de la coquille, soit de deux systèmes de feuillets entrecroisés inclinés en deux sens, soit d'un enchevêtrement de lamelles très fines formées chacune d'un individu de calcite dont l'axe optique est situé dans le plan de la lamelle (fig. 93). Ce dernier cas est réalisé dans les coquilles d'huîtres, dont il est, de ce fait, facile de caractériser en lames minces les débris.

Fig. 93. — Couches lamelleuses et prismatiques vues dans une section d'un débris de coquille d'huître.

Ajoutons que certaines coquilles telles que Halobies et Posidonies, rapportées au groupe des Lamellibranches, ont une microtexture identique à celle des Ostracodes. Si l'on ne peut en lames minces déterminer leur forme générale il est impossible de faire le diagnostic précis d'un de leurs débris.

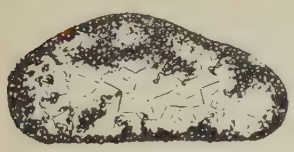


Fig. 94. — Débris roulé d'une coquille de Gastéropode, recristallisée au sein d'un calcaire grenu, et attaqué préalablement par des algues perforantes.

Gastéropodes. — La plupart des Gastéropodes ont une coquille d'aragonite, aussi devrons-nous nous attendre à ne presque jamais en voir dans les roches massives la microtexture : la masse du test est transformée en un agrégat de cristaux de calcite (fig. 94). La constance de cette transformation devient précisément pour le pétrographe un caractère de ce groupe de mollusques (V. Pl. XX, fig. 1).

Céphalopodes. — Les rostres de Bélemnites sont constitués par de grosses fibres de calcite qui rayonnent à partir de l'axe même du rostre. Chaque fibre est un individu du calcite dont l'axe optique coïncide avec l'allongement.

La coquille des Ammonites était d'aragonite, aussi la microtexture en a-t-elle le plus souvent disparu. Dans les calcaires cristallins nous en reconnaîtrons la trace à la limite qu'elle fait entre les cristaux de calcite qui se sont produits dans le moule interne et hors de celui-ci. D'autre part le siphon, dont la matière est de phosphate de chaux, se laisse déterminer avec facilité dans certaines sections.

III. — LES ORGANISMES PHOSPHATÉS

Nous entendons sous cette rubrique les organismes qui sont essentiellement constitués par du phosphate de chaux. Ceux dans la composition desquels il entrait une certaine proportion de phosphate mais qui étaient principalement calcaires (crustacés et échinodermes) ont été décrits sous la rubrique précédente.

Nous n'avons d'ailleurs à considérer que les débris des squelettes des vertébrés et les brachiopodes phosphatés.

Les débris des squelettes des vertébrés sont des esquilles anguleuses ou roulées généralement teintées de jaune ou de jaune-brun (V. Pl. XXIV, fig. 6). Vus entre nicols croisés ces débris se montrent peu ou pas biréfringents. S'ils sont biréfringents ils ont les propriétés optiques de l'apatite. On voit souvent en outre dans ces débris de fins canalicules ramifiés dont l'aspect est caractéristique soit du tissu osseux ordinaire, soit du tissu dentaire.

Les débris de brachiopodes phosphatés, généralement roulés, sont faits de phosphate incolore qui a les propriétés de l'apatite. Les lames, qui marquent les stades d'accroissement successifs du test, sont percées d'une multitude de petits canaux très souvent remplis d'oxydes opaques.

IV. — LES ORGANISMES SANS CONSTITUANT MINÉRAL CARACTÉRISTIQUE

Ce sont ceux dont il ne nous reste que les traces, c'est-à-dire ceux dont le dessin de la forme est conservé par certains matériaux qui n'avaient pas originellement un rapport direct avec l'organisme : ce sont donc des organismes sans test ou coquille et sans squelette. Les uns sont à rapporter au règne végétal, les autres au règne animal.

Parmi les premiers nous citerons ce que de Saporta nommait *Spirophiton* et *Cancellophycus*, parce qu'il y a des sédiments qui sont constitués par l'accumulation de ces traces singulières.

Un Spirophiton est l'impression en forme d'hélice aplatie d'une sorte de balayure qui s'étale à partir de l'axe de l'hélice. Cette impression se poursuit généralement dans la masse d'un nodule

de la taille d'un ou deux poings. Aucun reste de matière organique n'est visible.

Un Cancellophycus montre au contraire des traces de matières organiques noires qui le différencient nettement de la masse du sédiment où on le trouve. Il s'agit encore d'une impression en hélice que caractérisent des lobes successifs formant une sorte de festonnage. Le bord des lobes est fait parfois d'un bourrelet pyriteux. Il y a de grands Cancellophycus qui atteignent 50 centimètres de diamètre.

Il est à peu près certain que les Cancellophycus sont d'anciennes algues, et de Saporta les compare aux Agaras des mers actuelles ; quant aux Spirophitons, il est fort possible qu'ils ne soient assimilables qu'à des traces d'origine mécanique.

On voit aussi, dans les sédiments, des tiges ramifiées, imprégnées de matières noires charbonneuses ou bien encore moulées par une matière plus dure et plus résistante que celle de leur gangue : on rapporte ces vestiges à d'anciens Fucoïdes. Nous ne parlons pas des traces qu'on peut sans contredit rapporter à d'anciens végétaux.

Outre ces matériaux qui sont toujours visibles à l'œil nu il existe toute une classe d'organismes que seul le microscope peut mettre en évidence et qui ont joué dans la constitution des sédiments un rôle considérable.

Leur forme est extrêmement simple : il s'agit d'un tube microscopique droit ou sinueux. Ces petits tubes se présentent d'ailleurs dans deux sortes de conditions : ou bien on les voit à l'intérieur de débris organiques ou dans de petites masses de calcaire, ou bien ils s'appliquent sur ces débris ou ces petites masses, arrivant même parfois à les enrober complètement. Ils sont donc *perforants* ou *enveloppants*. Il vient naturellement à l'esprit de les assimiler à des algues. Nous accepterons cette assimilation et nous étudierons successivement les « algues perforantes » et les « algues enveloppantes ».

Les algues perforantes se voient le plus souvent au travers des débris roulés de tests divers. Elles ont deux manières d'être. Dans une première manière elles sont droites, très fines, perforent le test, test de mollusque par exemple, en tous sens et présentent quand elles se rencontrent des anastomoses (Pl. XVI, fig. 6). En perforant le test elles en éliminent le calcaire : les perforations

Planche XVI

Fig. 1. — ***Sections d'articles de crinoïdes,*** reconnaissables aux stries dues aux macles par action mécanique de l'individu de calcite qui les constituait, et ***section de coquille de Productus,*** montrant les perforations (Calcaire carbonifère du Boulonnais).

Gr. : 11 diamètres. Lum. nat.

Fig. 2. — ***Esquilles de spirifers,*** montrant l'obliquité des éléments de la « couche prismatique » sur la surface du test, associés à des foraminifères et à des débris d'articles de crinoïdes (Calcaire carbonifère du Boulonnais).

Gr. : 11 diamètres. Lum. nat.

Fig. 3 — ***Sections d'ostracodes,*** pris dans un ***calcaire oolithique*** (Calcaire carbonifère du Boulonnais).

Gr. : 12 diamètres. Lum. nat.

Fig. 4 — ***Algues enveloppantes,*** moulées par une gaine de silicates, et appliquées sur des articles de crinoïdes et sur les écailles successives d'oolithes (Calcaire oolitique à entroques, dolomitisé. Muschelkalk de Mesenig en Luxembourg). Malgré la dolomitisation le dessin de la primitive texture de la roche est conservé grâce aux petits cristaux de quartz, d'orthose et de rutile qui forment comme une carapace à l'ancien filament de l'algue.

Fig. 5. — ***Algues perforantes,*** attaquant, par la surface, des débris roulés de tests de mollusques, et provoquant, aux dépens de ceux ci, l'élaboration de menus granules calcaires (Calcaire graveleux du Crétacé supérieur des Pyrénées basques, Béhobie).

Gr. : 35 diamètres. Lum. nat.

Fig. 6. — ***Algues perforantes,*** traversant de part en part le débris roulé d'une coquille (Minerai de fer du Lias de Lorraine, couche rouge).

Gr. : 10 diamètres. Lum. nat.

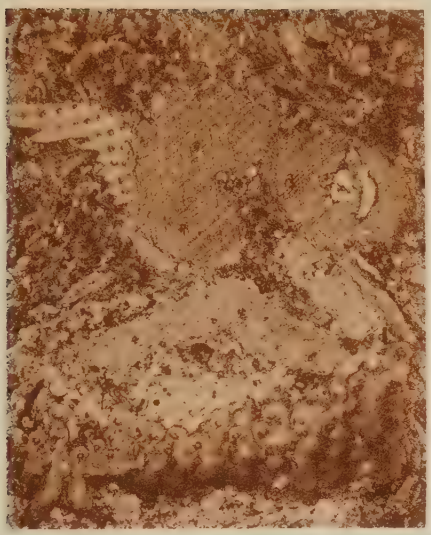


Fig. 1

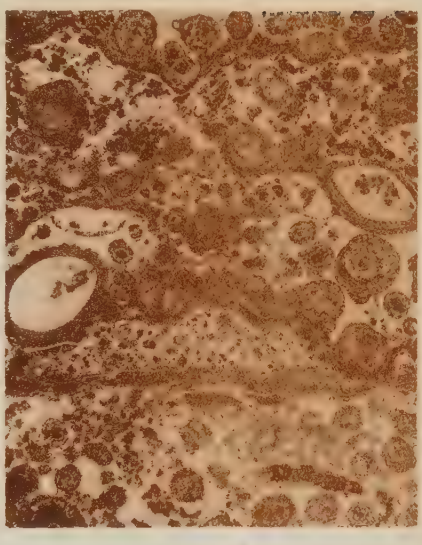


Fig. 3

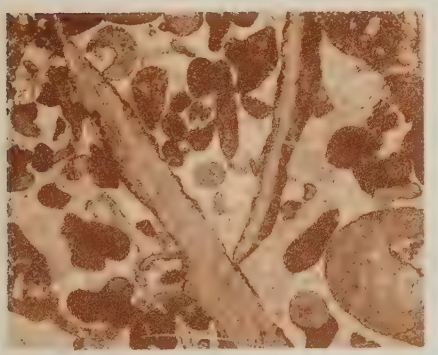


Fig. 2

Fig. 4

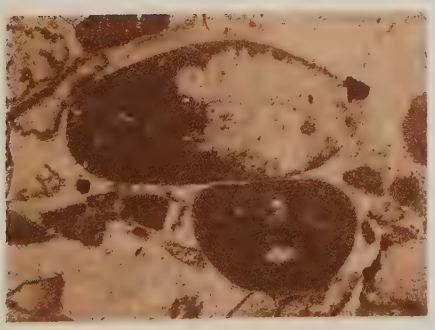


Fig 5

Fig. 6

sont souvent remplies par de l'oxyde de fer qui en marque parfaitement le dessin ; elles traversent le test de part en part.

Dans leur seconde manière d'être, elles sont sinueuses et fréquemment pelotonnées. Elles ont envahi le débris du test par son pourtour. Leurs traces forment tantôt un tube vide, tantôt un tube rempli de fins granules de calcite.

Dans beaucoup de roches, on peut voir de petits galets roulés formés d'un débris d'une couche prismatique du test d'un mollusque dont la texture primitive n'est conservée qu'au centre du galet et dont la masse principale est, à partir des bords, remplacée par une agglomération de petits granules de calcite reliés à de petits tubes sinueux et contournés qui pénètrent dans la partie centrale (Pl. XVI, fig. 5). Parfois, le débris du test est entièrement envahi et l'on n'en reconnaît plus la texture primitive : on ne voit qu'une masse formée d'un agrégat de fins granules de calcite. Ces petites algues en peloton pénètrent dans toutes sortes d'organismes calcaires. Elles envahissent l'organisme, quelle que soit la nature du calcaire qui le constitue, qu'il s'agisse de calcite ou d'aragonite. Un débris de la coquille d'un Gastéropode est aussi bien attaqué qu'un débris de la coquille d'un Lamellibranche ; cependant, les couches prismatiques du type de celles des Inocérames ne sont jamais attaquées. Ces menues algues envahissent également les foraminifères, qu'ils soient à test hyalin ou à test laiteux, mais elles ne s'attaquent pas aux foraminifères granuleux dont la matière est précisément identiques à celle qui fut élaborée aux dépens des organismes qu'elles pénètrent.

Par suite de cette élaboration de la calcite aux dépens du calcaire d'un organisme, elles ont ce pouvoir de conserver leur forme aux organismes d'aragonite qui se sont trouvés pris dans les calcaires cristallins : la calcite ne recristallise pas, alors que l'aragonite se transforme en cristaux de calcite identique à ceux qui forment la matrice (V. Pl. XIII, fig. 3).

Les algues enveloppantes s'appliquent à la surface des débris organiques. Leur forme est conservée parce que, contre elles, des précipitations de matériaux divers se sont faites qui les ont, en quelque sorte, gainées. Après la disparition de la matière organique de l'algue, dans le tunnel que formait chaque gaine, de la calcite a cristallisé : cette calcite, s'étant souvent orientée régulièrement à partir de la paroi du tunnel, revêt une apparence fibreuse caractéristique. Des oxydes de fer furent précipités sur

l'algue, ou bien de très menus matériaux qui se trouvaient dans le milieu où l'algue se développait. Le cas le plus intéressant qui s'est réalisé est certainement celui de ces très petits cristaux d'orthose, de quartz et de rutile qui forment les gaines des algues enveloppantes qui, dans les sédiments du « Calcaire coquiller supérieur » d'Alsace et de Lorraine sont appliquées sur des débris de tests de mollusques et de brachiopodes ou sur les couches successives de ces petites masses calcaires qu'on nomme des oolithes et que nous étudierons ultérieurement (Pl. XVI, fig. 4). Les gaines d'algues enveloppantes de ce type résistent à l'attaque aux acides et l'on peut facilement les étudier : on voit parfois, dans leur longueur, des étranglements successifs qui marquent l'existence primitive de cellules placées bout à bout. Il est probable que le quartz et le feldspath qui forment essentiellement ces gaines résultent de la transformation de phyllites qui ont primitivement moulé le filament d'algue.

On connaît depuis longtemps ces algues enveloppantes et les premiers savants qui les ont décrites furent Nicholson et Etheridge ; ils leur donnèrent le nom de *Girvanella*. Ces savants les avaient rencontrées dans un calcaire silurien du district de Girvan (Ayrshire). Ils marquèrent bien le caractère arénacé de leurs parois Wethered fit ultérieurement des études approfondies de ce type d'organismes et montra qu'il formait parfois de véritables encroûtements autour de débris calcaires. Il leur attribuait un certain rôle dans la précipitation du carbonate de chaux des écailles des oolithes et comme, d'autre part, il existe des oolithes ferrugineuses qui paraissent pénétrées par des algues perforantes dont l'aspect semble identique à celui des Girvanelles décrites par Wethered, on prit l'habitude de désigner sous le nom de Girvanelles, les algues perforantes elles-mêmes.

Il est hors de doute que la Girvanelle primitivement décrite par Nicholson et Etheridge était, du fait même de sa gaine arénacée, une algue enveloppante, ou d'une façon plus générale, un organisme enveloppant, aussi est-il préférable, à mon avis, d'abandonner pour les organismes pénétrants qui ont été décrits plus haut, le nom de Girvanelles, et de les désigner simplement par le nom d'algues ou d'organismes pénétrants, les opposant ainsi aux algues ou organismes enveloppants qui sont les véritables Girvanelles.

Quant aux restes d'origine organique provenant du règne ani-

mal et qui n'ont pas de constituant minéral caractéristique, ils n'ont, au point de vue lithologique, qu'une importance très faible. Ce sont, en particulier, les remplissages de bivalves par du phosphate de chaux, ayant ainsi permis la conservation du moule interne de la coquille qui, elle-même, a disparu. C'est également l'imprégnation par de la silice de la masse protoplasmique des foraminifères ou le remplissage de leurs loges par du phosphate de chaux ou de la glauconie. C'est enfin toutes les traces laissées par les vers arénicoles et les perforations de sédiments solides par les mollusques lithophages dans lesquels du phosphate de chaux est venu parfois se consolider.

DESCRIPTION DES SÉDIMENTS

C'est par leur caractéristique minéralogique que nous les différencierons et nous distinguerons, ainsi que nous l'avons déjà indiqué, les sédiments siliceux, carbonatés calciques et calco-magnésiens, silico-alumineux, ferriques, phosphatiques, salins ou charbonneux, sans nous préoccuper, tout d'abord, de connaître s'ils tirent leur caractère de matériaux d'origine détritique, d'éléments de néoformation ou d'organismes ; mais, pour chaque catégorie, nous dirons quelle part revient, dans l'élaboration de la matière du sédiment, à chacune de ces sources de matériaux.

SÉDIMENTS SILICEUX

SÉDIMENTS QUARTZIQUES

GRÈS DES VOSGES

N'est-il pas naturel qu'à Strasbourg nous abordions l'étude des sédiments siliceux en décrivant tout d'abord le grès qu'on appelle *vosgien*, ou qu'on dit encore *des Vosges*. Disons de suite qu'on appelle *grès* un sable quartzeux cohérent.

Le grès vosgien fait partie de l'ensemble des grès bigarrés qui appartiennent au Trias inférieur et dont il manque, dans les Vosges, les premiers dépôts. Les couches de base du grès des Vosges en forment le type. Elles sont fréquemment chargées de galets qui leur donnent par place l'allure d'un *conglomérat*. Les couches dures et résistantes du *conglomérat principal* les surmontent. Celles-ci confinent aux *grès à Voltzia* par l'intermédiaire de grès

argileux et micacés. C'est du grès des Vosges proprement dit que nous nous occuperons.

En certains points, il forme des couches dures et est véritablement rocheux, en d'autres points il est friable et par désagrégation tombe en sable. Les couches, les bancs rocheux du grès, se superposent directement les uns aux autres, mais, dans le sens horizontal, ils ne se poursuivent pas avec une grande continuité et se relaient en sifflet. En certains cas d'ailleurs, on voit plutôt, dans les carrières de grès des Vosges, une stratification générale de même direction horizontale que des bancs nettement individualisés.

Le grès friable est essentiellement constitué par des grains de sable arrondis, usés, sans angles vifs, qu'ont nourris des venues secondaires de silice : des cristaux de quartz, de même orientation que le grain primitif, se sont ainsi formés. Il y a peu de lien entre l'un ou l'autre de ces cristaux, et c'est pourquoi la roche devient facilement un sable à éléments cristallins, d'où le nom de *sable cristallisé* qui lui fut donné par Elie de Beaumont. Les grains de quartz sont accompagnés de lamelles de mica biotite fort altérées et de cristaux d'orthose : ces derniers ont leurs angles émoussés et n'ont reçu aucune nourriture secondaire. Le grès est rouge et doit sa couleur à des paillettes de fer oligiste qui s'appliquent sur les grains de quartz et de feldspaths. Ces paillettes de fer oligiste se sont développées en même temps qu'étaient nourris les grains de quartz, car elles font corps avec le quartz de néoformation. Dans l'intervalle des grains, on voit en outre des rhomboèdres complètement rubéfiés, transformés en un amas de cristaux d'oligiste, sur lesquels se moule le quartz de néoformation. Certains faciès sont particulièrement riches en paillettes d'oligiste et l'on peut observer que le développement de celles-ci s'est produit en même temps qu'une corrosion profonde des cristaux d'orthose.

Les grès durs sont formés de grains moins usés, plus anguleux que les précédents. Le quartz de néoformation ne s'y trouve qu'en très petite quantité et souvent même on n'en voit pas. Les grains sont serrés les uns contre les autres. Le feldspath en forme une grande part et le grès pourrait être dit *feldspathique*. Un minéral phylliteux non alcalin, d'un blanc vif, à l'éclat nacré, semblable à de la kaolinite, remplit les intervalles des grains.

Les grès durs sont, eux aussi, rouges ou rosés et, comme les

sables cristallisés, ils doivent cette couleur à la présence de très fines paillettes de fer oligiste appliquées sur les grains. On y voit encore aussi çà et là le squelette d'anciens rhomboèdres devenus limonitiques.

Ces grès, sableux ou durs, sont chargés de galets. Certains de ces galets, sans aucune dureté, en forme de très plates lentilles, sont particuliers aux grès sableux : essentiellement constitués par des paillettes de mica et par une poussière de fer oligiste, ils sont rougeâtres. Ils passent à de minces couches de même constitution réparties dans la masse du grès, et qui ne sont, en somme, qu'un sédiment plus fin que le grès lui-même. D'autres galets bien roulés sont quartziques : ils sont formés, comme les grès eux-mêmes, de grains de quartz juxtaposés, mais si de la silice est venue nourrir les grains de quartz, les cristaux de néoformation ont été suffisamment développés pour qu'ils se touchent sans laisser d'intervalles vides, et la roche a la texture de ce qu'on nomme un *quartzite* (Pl. XVII, fig. 1 et 2). Ces galets de quartzite sont rouges ou blancs, suivant qu'à l'origine ils contenaient ou non des micas biotites, maintenant complètement rubéfiés. Certains d'entre eux ont une texture zonaire, étant formés de couches alternes à grain plus ou moins fin. Ils proviennent sans aucun doute de la fragmentation d'une roche sédimentaire.

On trouve en outre, dans les grès des Vosges, des galets de quartz blanc laiteux de caractère filonien, des galets de granite à mica blanc et de diverses roches anciennes arrachées aux terrains plissés ; enfin des morceaux, parfois anguleux, de ces roches trachytiques qui furent les derniers produits émis par les volcans permiens de la région.

Telle est la nature du grès des Vosges. Examinons quels problèmes se posent à son sujet.

Le premier problème est celui de l'origine des grains qui forment le grès. Les grains de quartz sont chargés d'inclusions comme celles des quartz des roches éruptives ou cristallophylliennes ; les grains feldspathiques sont principalement de l'orthose, du microcline et parfois aussi des feldspaths calcosodiques altérés. Çà et là on voit de larges lamelles de micas, noirs et blancs. C'est certainement à des formations éruptives ou cristallophylliennes acides, granites, gneiss ou micaschistes, que furent arrachés les éléments essentiels de ces grès. Leur état d'usure dans les grès sableux, dont témoigne la forme arrondie

des grains, fait penser qu'ils furent soumis à l'action du vent.

Le second problème est celui de l'origine des galets. Galets de quartz filonien, galets de granites ou de roches éruptives et cristallophylliennes anciennes, galets de phtanites à graptolites tels que ceux qui ont été signalés par Bleicher et Ingold, proviennent nécessairement de formations anciennes et dont il est naturel de penser qu'elles purent, après remaniement, former les éléments d'un *conglomérat*. Les galets anguleux de roches trachytiques permiennes proviennent du démantellement d'anciens volcans. Quant aux galets de quartzites rouges, on peut observer qu'ils sont généralement plus colorés vers leur périphérie qu'en leur centre ; leur couleur est donc due à un phénomène secondaire : celui même qui a produit la couleur rouge du grès. Ces galets proviendraient de la fragmentation de sédiments antérieurs au grès des Vosges et dont nous ignorons d'ailleurs le gisement.

Le troisième problème qui se pose à propos du grès des Vosges est celui de sa rubéfaction. Cette rubéfaction est due à la formation du fer oligiste qui s'est produit soit aux dépens de minéraux ferrifères, rhomboèdres de carbonates ferrifères qui s'étaient développés entre les grains du sable pendant le temps du dépôt de celui-ci ou micas noirs qui furent complètement rubéfiés, soit par précipitation directe. La rubéfaction s'est produite en même temps que de la silice venait nourrir les grains de quartz, puisque les cristaux de quartz de néoformation englobent des paillettes de fer oligiste, et souvent aussi en même temps qu'une intense corrosion des feldspaths postassiques.

Un quatrième problème est posé, d'autre part, par l'existence du quartz de néoformation.

Les conditions de gisement du grès des Vosges et sa constitution semblent étayer cette idée que l'origine en est due à des flux d'eau violents qui, périodiquement, amenaient en débâcle sur des plaines basses faiblement inondées, les éléments désagrégés des terres plus élevées. C'est la force du flux et les actions de ravinement qui en furent la conséquence, qui permirent la fragmentation et l'entraînement des dépôts antérieurs déjà consolidés. La cause de la rubéfaction du grès peut être cherchée dans un climat analogue à celui qui, actuellement, permet, dans les régions tropicales, la formation de *latérites ferrugineuses*. Quand à la silice de néoformation, nous n'en entrevoyons pas l'origine avec certitude, mais l'on peut très bien penser, ainsi que faisait Dau-

brée, que les sels alcalins issus du lessivage des produits volcaniques permiens, se décomposant dans le temps que s'évaporait la faible couche d'eau sous laquelle s'étaient sédimentés les éléments du grès, en fournirent la matière.

Le *conglomérat principal* serait dû à une période de flux particulièrement violents.

GRÈS ET POUDINGUES DU TRIAS PYRÉNÉEN

Dans les Pyrénées occidentales, les formations triasiques débutent par un *poudingue*, généralement désigné sous le nom de *poudingue quartzeux*, et qui repose soit directement en discordance sur le Carbonifère inférieur, soit sur le Permien qui, lui-même, est souvent à l'état de poudingue (poudingue de Mendibelsa). Ce poudingue de base du Trias est particulièrement bien développé dans les montagnes qu'entame la Bidassoa non loin de son embouchure, à Biriatou. Sa plus forte puissance y est de 15 mètres environ, mais en certains points situés à 1.500 mètres à peine des points de plus grande épaisseur, il est réduit à une couche de 30 centimètres. Au-dessus du poudingue, on trouve des grès à structure entrecroisée, bréchiques par place, tout à fait semblables au grès des Vosges ; au-dessus encore, il y a des schistes de couleur lie de vin.

Le poudingue est particulièrement intéressant. Il est principalement formé de très gros galets rouges, rosés ou blancs, dont la matière est celle d'un quartzite feldspathique (Pl. XVII, fig. 1). Les galets rouges doivent leur couleur au développement de fer oligiste dans leur masse : on voit très bien, dans certains d'entre eux, que les paillettes d'oligiste prennent la place d'un rhomboèdre qu'emprisonne maintenant complètement la silice de néoformation. Les grains élémentaires du quartzite sont, d'ailleurs, complètement roulés, et la texture du galet est celle qu'aurait un grès sableux des Vosges si la silice, ayant plus abondamment cristallisé, l'avait rendu cohérent. Si, en outre, il y a du mica noir, il est rubéfié.

Les galets qui sont pris dans une pâte quartzeuse et micacée, de nature gréseuse elle-même, sont tout à fait comparables aux galets de quartzite qui chargent le grès des Vosges : c'est encore à un flux violent charriant les fragments d'un *quartzite* en même

temps que les éléments d'un sable qu'il faut attribuer la formation du poudingue et de la matière des grès.

GRÈS ET QUARTZITES DIVERS. ARKOSES. PSAMMITES

Les galets contenus dans les grès triasiques des Vosges et des Pyrénées nous ont donné la notion de *quarzite*, roche essentiellement constituée par des grains détritiques de quartz, eux-mêmes cimentés par du quartz de néoformation qui s'est orienté sur chacun d'eux : un dépôt primitivement meuble est devenu cohérent, massif et dur. Les grès sableux des Vosges marquent une étape vers cet état.

Les formations géologiques de tous âges montrent très fréquemment des quartzites, mais ils n'ont pas tous même faciès que les galets des grès triasiques. Les grains de quartz qui formaient élémentairement le sédiment ne sont pas nécessairement roulés : ils peuvent être anguleux et si aucun dépôt ne s'est primitivement fait à leur surface, il est impossible, dans bien des cas, de les différencier de la silice qui les a nourris.

Les quartzites d'Ardenne, d'âge cambrien, montrent fréquemment des grains de quartz nourris par des venues secondaires de silice, mais qui laissent des intervalles remplis par un ciment finement quartzique et phylliteux : ils appartiennent, de ce fait, à la catégorie dite des *grès quartzites*.

Les grès des Vosges n'étaient pas marins, tout au plus lagunaires ; les quartzites ardennais sont marins.

Les poudingues formés de galets de quarzite sont fréquents dans la série des terrains sédimentaires. Certains d'entre eux, comme le poudingue de Fépin, en Ardenne aussi, d'âge gédinnien, paraissent assimilables à des conglomérats côtiers. Le *poudingue pourpré*, cambrien, qu'on observe depuis la Hague et qu'on suit par Jersey et Granville jusqu'au cap de la Chèvre, dans le Finistère, est formé de galets de quartzite pris dans une pâte de composition et de texture identique à celle des galets.

A la notion de grès et de quartzite que nous venons d'acquérir, ajoutons celle d'*arkose*. On tient pour *arkoses* des grès, essentiellement feldspathiques, grossiers, dont les grains présentent peu ou pas de traces d'usure. Toute idée d'un long transport des matériaux de l'arkose est, de ce fait exclue.

Les arkoses sont *phylliteuses* et leur phyllite est, le plus géné-

ralement, du mica blanc dans sa variété séricite. Les arkoses paraissent être le produit de la désagrégation immédiate des roches de la famille des granites. Ce sont les grains de feldspaths calcosodiques qui, par altération dans le dépôt même, ont produit la séricite.

Prenons comme exemple d'arkose l'arkose d'Haybes, en Ardenne. D'âge dévonien, subordonnée au poudingue de Fépin, elle est essentiellement sériciteuse et riche en tourmaline. On ne connaît pas, dans l'Ardenne, la roche éruptive aux dépens de laquelle elle se serait formée.

D'une manière générale distinguons, avec Cayeux, les *arkoses grès* des *arkoses quartzites*. Dans les premières, les grains de quartz n'ont pas été accrus secondairement par une nourriture de silice ; dans les secondes, on observe au contraire cet accroissement des grains de quartz, mais qui n'a pas été poussé au point de faire disparaître le ciment phylliteux. D'ailleurs, dans le même gisement, il peut y avoir juxtaposition des deux types.

S'ils peuvent être essentiellement feldspathiques, les grès peuvent être aussi essentiellement micacés, sans que le mica y joue, comme dans les arkoses, le rôle d'un ciment secondaire, mais bien celui d'un élément détritique primordial au même titre que le quartz. Les proportions de quartz venant à diminuer et le mica devenant abondant, la roche devient un *psammite*. Les psammites du Condroz du Dévonien supérieur (Famennien) ardennais sont célèbres et font l'objet d'exploitations importantes. Le mica réparti suivant de minces lits dans la masse de la roche permet de la tailler facilement en pavés.

SABLES ET GRÈS DU TERTIAIRE PARISIEN ET DU JURASSIQUE DU BOULONNAIS

L'étude que nous venons de faire a porté sur des roches siliceuses essentiellement sableuses, c'est-à-dire contenant toutes des grains de quartz. Ces roches procédaient de dépôts originairement meubles, de sables. Toutes présentent cette particularité que la masse d'un de leurs bancs est homogène : le banc tout entier est dans le même état de cohésion.

Les sables et grès tertiaires du bassin de Paris et les grès d'âge jurassique du Boulonnais vont nous montrer des allures différentes.

Les sables du bassin de Paris que les géologues de la région désignaient jadis sous le nom de sables inférieurs, moyens et supérieurs sont d'âge éocène et oligocène. Ils se sont déposés dans un golfe dont H. Douvillé admet la permanence de communication avec l'Atlantique, mais qui communiquait vraisemblablement aussi avec la mer du Nord.

Les sables landéniens du Nord de la France, en particulier les sables d'Ostricourt, sont glauconieux. Leurs grains de quartz, sont anguleux, mais usés. Ils contiennent des feldspaths et une assez grande quantité de minéraux lourds tels que zircon, rutile, tourmaline, magnétite, corindon, grenat.

Dans certains faciès non glauconieux de ces sables qu'on voit à la partie supérieure de la formation, on trouve des blocs de grès durs mamelonnés sur leur face inférieure et dont beaucoup d'entre eux ont un ciment de quartz qui en fait des *quartzites*.

Il y a donc entre cette manière d'être du grès ou du quartzite et celles que nous avons précédemment envisagées une différence essentielle puisque, dans le dernier cas, il n'y a pas continuité de la formation rocheuse : celle-ci n'est en quelque sorte qu'un accident dans la masse des sables.

A tous les niveaux marins des sables bartoniens on peut observer des concrétions gréseuses. Ce sont des grès à ciment de calcite, ou des quartzites riches en coquilles dont les grains anguleux ou arrondis ne se touchent pas directement.

Les sables de Fontainebleau, d'âge Stampien, dans la masse desquels on trouve en certains points une faune de Cérites et de Potamides et des niveaux à Balanes, sont essentiellement quartzeux, mais constitués par des grains de diverses sortes : le plus grand nombre consiste en grains anguleux mais sans angles vifs ; d'autres ont des arêtes vives et d'autres au contraire sont fort arrondis. Par place les sables sont kaoliniques ou particulièrement micacés. Des infiltrations venues de leur toit les ont parfois colorés en rouge ou en jaune, mais le plus souvent ils sont parfaitement blancs. Ils ont au sud de Paris leur maximum de puissance : 50 mètres environ. A leur partie supérieure on trouve des grès très durs.

Ceux-ci forment des bancs ou des masses alignés de 6 mètres au plus de puissance. On peut voir un seul banc ou bien deux ou trois bancs superposés et séparés l'un de l'autre par des sables, mais la puissance totale reste toujours la même. Les couches de grès ne sont pas continues : elles forment des bandes d'orientation

générale N.-O. S.-E. (au moins dans la forêt de Fontainebleau) de 40 à 100 mètres de largeur. Ces bandes ne sont pas horizontales dans le sens de leur largeur mais plongeantes (en voûte), et se terminent en lentilles.

Les grès de Fontainebleau sont essentiellement siliceux : les uns sont de véritables quartzites, les autres appartiennent au type des *grès quartzites*, où les grains de quartz n'ont pas été suffisamment nourris, de sorte qu'il reste des intervalles remplis par un ciment. Dans le cas présent le ciment est d'ailleurs siliceux et consiste en une mosaïque de petits cristaux de quartz.

Il n'y a pas lieu de confondre avec ces types de grès, qui constituent la masse des bancs rocheux, les cristaux de calcite, bien connus des collectionneurs, qui en se formant ont emprisonné des grains de quartz et qu'on étiquette souvent sous le nom de *grès de Fontainebleau*.

Les grès landéniens, bartoniens ou stampiens du bassin de Paris ont tous ce caractère particulier de se trouver à de certains niveaux dans la masse des sables qui les contient mais sans continuité. C'est là un caractère qui les distingue nettement du grès des Vosges ou des quartzites ardennais. La répartition des grès de Fontainebleau est particulièrement curieuse. Toujours situés à la partie supérieure des sables, ils forment des bandes qui se poursuivent parfois sur plus de 100 kilomètres de longueur parallèlement aux directions des plissements à grand rayon de courbure des terrains du bassin parisien.

Les grès du Tertiaire parisien, hormis les grès bartoniens, ne sont qu'exceptionnellement chargés d'organismes ; il n'en est pas de même des grès jurassiques du Boulonnais qui montrent abondance des organismes marins.

On peut suivre les affleurements des terrains du Jurassique supérieur sur une grande distance, le long du littoral, depuis les dunes du Marquenterre jusqu'au cap Gris-Nez. On y peut observer tout un ensemble de calcaires, de marnes, d'argiles, de sables et de grès particulièrement intéressant. L'on voit, au cap Gris-Nez, une masse de 25 mètres de sables plus ou moins grossiers, à stratification entrecroisée, chargés de débris de coquilles. Quelques bancs coquillers continus s'y intercalent et, dans la masse des sables, de gros rognons de grès s'individualisent. Ils se trouvent à certains niveaux et forment même dans un cas une couche con-

tinue qui semble, lorsqu'elle est dégagée par l'érosion marine du sable qui lui est superposé, une immense chaussée mamelonnée.

L'ensemble de ces terrains, d'âge kimeridjien et portlandien, comprend deux principaux étages de grès : l'étage inférieur est celui des grès dits de Châtillon, l'étage supérieur celui des grès dits de la Crêche. Ils sont séparés l'un de l'autre par des argiles schisteuses. Les grès sont eux-mêmes situés dans des couches sableuses, et voici comment : Dans la falaise de la Crêche, entre Boulogne et Wimereux, une couche de 1 mètre de puissance est formée de grès (grès de la Crêche) à sa partie supérieure, de sable à sa partie inférieure. La masse du grès forme des dalles épaisses, plane à leur partie supérieure mais irrégulières à leur base. Une stratification entrecroisée se voit dans la masse du grès et se pour-

Fig. 95. — Développement du *grès* dans une couche sableuse de l'horizon des grès de la Crèche (Portlandien du Boulonnais).

suit dans le sable sous-jacent (fig. 95). Immédiatement l'on comprend qu'il s'agit d'un dépôt qui fut à l'origine complètement sableux et qui fut de haut en bas converti en grès. Les faces inférieures de certaines des dalles de grès sont marquées d'un entrelacs, qu'on dirait de tiges ramifiées en tous sens. Qu'il s'agisse de vestiges d'origine végétale ou animale il est important de retenir qu'il y eut en ces sables des matières organiques qui se sont nécessairement décomposées. Ce banc de grès et sable est recouvert par une couche, de puissance équivalente, faite d'un sable jaune sans grès ; il est superposé à une couche de sables et d'argiles sableuses également sans grès, à stratification entrecroisée.

Les grès de Châtillon qui se trouvent au-dessous des précédents, et en sont séparés par une puissante masse d'argiles schisteuses.

n'ont pas, au point considéré, une allure identique à celle des grès de la Crêche. Sous une petite couche sableuse à Trigonies qui forme une roche relativement cohérente, on observe des sables chargés de rognons de grès disposés en cordons, un gros rognon pouvant d'ailleurs tenir l'épaisseur de plusieurs cordons. La couche sableuse ainsi constituée a 2 m. 50 de puissance. Au-dessous d'elle on trouve une couche de 2 mètres d'épaisseur, dans laquelle on voit des tables gréseuses qui se poursuivent au même niveau avec une certaine continuité mais sont parfois aussi interrompues et remplacées par une succession de rogons. Des ripple-marks s'observent dans la masse des tables de grès. Sous cette couche sableuse et gréseuse on trouve des argiles et des calcaires argileux.

Caractères lithologiques des grès du Boulonnais.

Tous ces grès essentiellement constitués, ce qui va sans dire, par des grains de quartz, sont calcareux. Les plus quartzeux d'entre eux sont constitués par des grains de quartz anguleux parfois arrondis, par des grains de glauconie, en faible quantité généralement, et par des esquilles de petites coquilles d'huîtres (il s'agit d'huîtres du groupe de l'*O. virgula*). Çà et là on voit un foraminifère à test hyalin. Le ciment consiste en de larges cristaux de calcite dont on voit nettement dans la cassure de la roche les clivages rhomboédriques et qui englobent tous les grains, la texture étant du type de celle que nous avons nommée *pœcilitique* dans les roches éruptives (Pl. XVIII, fig. 3 et 4). Les matériaux qui viennent d'être cités forment les éléments essentiels des grès du Boulonnais, mais à côté d'eux on trouve accessoirement des débris de brachiopodes phosphatés, des débris de crinoïdes et des débris d'ossements formés d'un phosphate jaunâtre. Certains de ces grès sont assez riches en ces débris d'ossements pour qu'ils soient par eux caractérisés. En certains points, d'autre part, la masse de la roche est imprégnée de phosphate de chaux amorphe dans lequel apparaissent les grains de quartz et de petits rhomboèdres de calcite.

D'autres types de grès de cette région sont plus calcaires et leur nature tend à les rapprocher davantage de *calcaires gréseux* plutôt que des grès proprement dits. C'est en particulier le cas de certains grès de la Crèche. Ceux-ci contiennent alors, en plus des éléments essentiels, de nombreux débris de coquilles de gastro-

podes à test recristallisé. Des grains de quartz ou des débris de coquilles d'huîtres servent de centre de précipitation à du carbonate de chaux. Le calcaire ainsi précipité remplit les creux des grains et il se forme une petite balle ronde, amorce de ce que nous nommerons une oolithe. Souvent de la glauconie se trouve mélangée à ce calcaire. Le ciment de la roche n'est plus comme précédemment largement cristallisé ; on le voit en plaques minces fait d'une mosaïque de très petits cristaux de calcite.

Problèmes posés par les grès précédemment décrits.

Le dépôt des sables aux dépens desquels se sont faits les grès du Tertiaire et du Secondaire dont nous venons d'examiner les diverses manières d'être ne pose par lui-même aucun problème ou du moins est-il le résultat d'un phénomène dont on ne s'étonne pas encore. Tout l'intérêt lithologique de ces dépôts réside dans la présence des grès dans leur masse.

Les grès à ciment de calcaire semblent liés à la présence originelle dans les sables de matières organiques qui s'y décomposèrent, algues ou vers arénicoles : par dégagement de carbonate d'ammoniaque, du carbonate de chaux put être précipité. Les organismes vivaient à la partie supérieure du dépôt et c'est de cette région vers le bas de la couche que s'est faite la cristallisation de la calcite qui a donné au sable sa cohésion c'est-à-dire sa nature gréseuse. La présence de plusieurs niveaux de grès dans une couche sableuse indique que l'épisode général du dépôt du sable a comporté des étapes successives qu'indique bien la présence des traces de ripple-marks.

Cayeux a émis cette idée que les grès à ciment siliceux étaient primitivement à ciment calcaire. De la silice s'est substituée au calcaire. Tel serait le cas des grès de Fontainebleau. Nous n'avons aucune difficulté à admettre cette substitution de la silice au carbonate de chaux : elle est particulièrement évidente dans les roches essentiellement calcaires où l'on voit en certains cas la silice, sous diverses formes, prendre la place d'organismes dont la matière était du carbonate de chaux. Mais il reste à expliquer pourquoi dans tels grès cette substitution s'est produite et non dans tels autres. On peut penser avec Cayeux que la silice qui forme actuellement le ciment des grès de Fontainebleau provient de la dissolution même d'une partie des grains de quartz du grès à une

époque où toute la masse des sables baignait dans une nappe aquifère.

CLASSIFICATION GÉNÉRALE DES GRÈS ET QUARTZITES

Les grès dont nous avons cherché à donner la notion sont siliceux ou calcaires. Cayeux a proposé de les définir avec précision en se basant sur la nature du ciment et sur les rapports de ce ciment avec les matériaux primitifs du sable.

Grès calcaire signifiera un grès dont le ciment est fait de calcite grenue ou largement cristalline.

Grès calcaréo-siliceux, un grès dont le ciment est fait de calcite mélangée à du quartz finement grenu.

Grès siliceux, un grès à ciment fait d'une mosaïque de très petits cristaux de quartz.

Grès quartzite, un grès dont les grains de quartz ont été nourris, mais insuffisamment pour que la silice de nourriture forme une masse continue; il reste un ciment.

Quartzite, un grès qui ne comporte pas d'autre ciment que le quartz de nourriture qui remplit tout l'intervalle compris entre les grains.

Ajoutons qu'en dehors de la calcite et du quartz qui constituent le ciment habituel des grès on trouve d'autres manières d'être du ciment, et celles-ci fournissent les variétés suivantes de grès.

Grès ferrugineux. On en trouve en particulier dans le Landénien. Les grains de quartz anguleux généralement éloignés les uns des autres et, ne se touchant pas, sont noyés dans un ciment de limonite.

Grès dolomitiques. Les grès des Vosges dont nous avons fait l'étude furent toujours un peu dolomitiques : la dolomie qu'ils contenaient, primitivement ferrifère, fut toujours transformée en oxyde de fer. Il en est qui sont plus franchement dolomitiques : ceux qui forment les « couches intermédiaires » entre le grès bigarré principal et le grès à Voltzia sont formés de grains de quartz roulés et usés qui baignent dans un ciment fait du mélange de cristaux de calcite et de dolomie.

Grès opalifères. Ils sont de deux types. Les uns sont essentiellement formés de grains de quartz arrondis accompagnés de grains de glauconie et de quelques rares spicules d'éponges, liés

par un ciment d'opale. Ils contiennent parfois des minéraux lourds et l'on peut y observer des traînées de zircon. Parfois, avec l'opale, il y a de la calcédoine dans le ciment : le grès devient *calcédonieux*. De tels grès furents décrits par Cayeux et sont subordonnés à de fins sables glauconieux. Ils constituent, dans le Nord de la France, une partie de ce qu'on nomme des *tuffeaux*. Intercalés dans les sables éocènes (Landénien et Yprésien), ils se poursuivent en bancs cohérents à certains niveaux et passent insensiblement aux sables.

Les autres forment des concrétions qu'on trouve dans le Nord, en Argonne et en Champagne-Ardennes à la surface du sol, aux affleurements du Jurassique et du Crétacé, sous forme de blocs épars qui, suivant la région, ont reçu le nom de *grès de Marlemont* ou de *caillou de Stonne*. Ces concrétions sont traversées de trous qui évoquent l'idée de traces de racines. La roche est constituée par des grains de quartz anguleux, comme éclatés semble-t-il, arrondis aussi parfois, qui ne se touchent presque jamais et dont certains sont nourris assez capricieusement par du quartz secondaire, tandis que d'autres paraissent avoir été corrodés. Le ciment est fait d'une fine poussière de quartz associée à des masses d'opale.

GRAUWACKES ET GRÈS DE TYPES PARTICULIERS

Les sédiments que nous avons examinés jusqu'ici et auxquels est réservé le nom de *grès* étaient essentiellement quartzeux c'est-à-dire que le grain de quartz en était l'élément essentiel. Ils étaient à l'origine sableux c'est-à-dire que leur texture primitive était celle d'un sable. On appelle souvent *grès grossiers* des sédiments formés de matériaux détritiques variés qui peuvent être des débris de quartzites, de grès siliceux, de quartz filonien, de roches éruptives. Ces divers matériaux, durs et résistants, forment de petits galets arrondis ou bien des morceaux anguleux. Certains grès des Vosges sont des *grès grossiers*. Si les matériaux sont d'un certain volume et s'ils sont constitués par des débris nettement anguleux, on désigne la roche qu'ils forment sous le nom de *brèches*. Il y a des brèches à dominante siliceuse mais il en est d'autres à dominante calcaire ; nous les étudierons toutes ensemble à cause de la similitude des problèmes que toutes elles posent.

Si tous les débris forment des galets bien roulés, le sédiment prend le nom de *poudingue* ; et nous avons déjà parlé de poudingues essentiellement quartzeux. Si l'on ne veut pas spécifier que le sédiment a nature de brèche ou nature de poudingue, on dit qu'il forme un *conglomérat*.

Certains grès grossiers à éléments anguleux unissent des matériaux d'origine détritique, quartz, feldspaths, micas, arrachés à des formations anciennes, à des débris de roches volcaniques contemporaines de l'époque du dépôt, telles que andésites, rhyolites, ou à des minéraux provenant de la désagrégation de ces roches elles-mêmes. On donne souvent à de telles roches le nom de *grauwackes*.

On en trouve d'excellents exemples parmi les terrains dévoniens de la vallée de la Bruche, dans les Vosges d'Alsace. Elles sont formées par de menus débris d'andésites et de rhyolites, émises à cette époque, et par les matériaux provenant de la désagrégation de micaschistes, de gneiss et de granites. Ces grauwackes pourraient être rattachées à ces roches qu'on qualifie parfois de *pyroclastiques* pour marquer que leurs matériaux doivent leur origine à la désagrégation de roches volcaniques. Le nom de *tuf* étant réservé à des sédiments formés par l'agglomération de produits de projections volcaniques, on pourrait considérer certaines grauwackes comme des *tufs grossiers gréseux*.

Si les grauwackes empruntent une partie de leurs éléments à des matériaux d'origine volcanique formés à l'époque même où le sédiment se déposait, on conçoit qu'elles peuvent être également chargées de matériaux arrachés à des formations récifales. C'est ce qui se produit pour les grauwackes dévoniennes de la vallée de la Bruche qui contiennent, en certaines places, des débris calcaires. La quantité de ces débris peut être assez abondante pour que la roche soit mi-partie siliceuse, mi-partie calcaire, et comme le cas se produit parfois dans les terrains anciens qui en certaines régions ont été soumis à une intense décalcification, il se forme une roche caverneuse à laquelle on a réservé parfois le nom de grauwacke : telle est la grauwacke dévonienne de Coblence.

Les grauwackes sont toujours phylliteuses, et la phyllite en est une chlorite qui provient de l'altération des métasilicates magnésiens et ferrifères que contenaient à l'origine, d'une manière ou d'une autre, ces roches. Ainsi les grauwackes groupent-elles des roches de constitution complexe normalement siliceuses, mais qui

passent d'une part aux calcaires et d'autre part aux roches caractérisées essentiellement par un élément silico-alumineux et que nous disons pour cette raison silico-alumineuses.

Les grauwackes, telles que nous les avons définies tout d'abord, sont formées de matériaux détritiques anguleux. Il est des grès à éléments roulés qui contiennent, en outre, des débris de matériaux d'origine volcanique d'un volume souvent différent de celui du grain du grès et qui sont peu ou pas roulés. Ces matériaux volcaniques sont des débris de laves émises pendant que se sédimentait le dépôt sableux et qui s'incorporaient à celui-ci. Nous donnerons comme exemple de ce cas certains grès contemporains des éruptions volcaniques permiennes des Vosges. Ils sont faits de grains roulés de quartz, d'orthose ou de microcline, d'amas de séricite provenant de l'altération de plagioclases, et sont chargés de menus fragments de trachytes et de rhyolites. Tous ces éléments sont réunis par une masse faite d'une poussière de fines paillettes de séricite et de petits prismes de quartz de néoformation. De l'oxyde de fer, qui imprègne le ciment, leur donne une couleur rougeâtre.

Les grès dont nous venons de donner la notion n'avaient comme caractéristiques dominantes que des caractéristiques d'ordre minéralogique. Bien que certains d'entre eux, comme les grès du Boulonnais, fussent parfois riches en matériaux organiques, nous n'avons pas cherché à les caractériser par les organismes mêmes qu'ils contenaient.

Il est cependant certains dépôts sableux, ou devenus gréseux, auxquels la présence de tel organisme ou de tel groupe d'organismes, imprime une caractéristique qui mérite d'être signalée dans la définition même du sédiment.

Citons à titre d'exemple les grès à *Nummulites* (Pl. XVII, fig. 5) et à *Orthophragmines* de l'Eocène pyrénéen qui contiennent ces foraminifères en compagnie de grains anguleux de quartz et de grains de glauconie et dont le ciment est fait de calcite largement cristallisée. Les *grès à Truncatulines* (Pl. XVII, fig. 6) sont aussi un faciès fréquent de l'Eocène pyrénéen. Les Truncatulines, de forme voisine de *Truncatulina lobatula* des mers actuelles, y abondent. Le ciment est encore fait de calcaire cristallin. Ces divers types de grès passent à des calcaires et dans bien des cas ils doivent être plutôt nommés calcaires gréseux que grès.

Au voisinage immédiat d'anciens récifs cénomaniens, se sont constitués, dans les Pyrénées, des *grès à Orbitolines*, particulière-

ment intéressants à cause de la grande accumulation des grains de quartz dans le test des Orbitolines. Ces foraminifères ne se distingueraient pas en lame mince du grès qui les englobe si l'on ne pouvait discerner la nature du calcaire, devenu granuleux, qui joint les grains de sable de l'Orbitoline et qui se différencie du calcaire largement cristallin qui forme le ciment des grains de quartz du grès lui-même.

Ces grès à foraminifères forment souvent des couches continues, et aucune portion du dépôt primitif n'est restée meuble : c'est généralement le cas quand la couche gréseuse a faible puissance ; mais si le dépôt primitivement sableux était épais, les grès prennent dans sa masse l'allure de grosses concrétions.

DÉPOTS MEUBLES QUARTZIQUES

Nous ne nous sommes pas attachés spécialement à la considération de sables restés meubles et nous avons surtout porté notre attention sur les grès à cause des problèmes d'ordre lithologique qu'ils posaient. Il y a naturellement de nombreuses variétés de sables restés meubles, mais de ces sables nous n'avons rien de plus à dire que ce que nous avons dit déjà des matériaux de ceux qui sont devenus des grès. Notons cependant l'existence de dépôts alluvionnaires sableux qui possèdent cette particularité d'être riches en kaolin : ils constituent ce qu'on nomme des *sables kaoliniques*. On en connaît des représentants d'âge pliocène dans la vallée du Rhin ; et les sables des hauteurs qui dominent la vallée de la Seine, aux environs de Rouen, appartiennent à ce type de formation. Cristaux vermiculés de kaolinite, quartz anguleux et débris de feldspaths en forment généralement la matière. Apportés par de violents courants aux points où nous les voyons aujourd'hui ils proviennent de massifs cristallins désagrégés et décomposés. Ils forment un arène charriée sur un long trajet et souvent sans fort dérangement des éléments constituants les uns par rapport aux autres.

Les divers dépôts que nous avons étudiés jusqu'ici se sont faits dans l'eau : ils sont à proprement parler des sédiments.

Il en est, d'autre part, dont l'arrangement des matériaux est dû à l'action du vent : ils forment les sables des dunes. Les grains en sont généralement bien arrondis, et les chocs que, dans leur

transport, ils ont subis l'un de la part de l'autre, faisant naître à leur surface une multitude de petits éclats, leur donnent un aspect dépoli.

Nous ne pouvons abandonner la catégorie des dépôts sableux sans indiquer la nature de la formation connue sous le nom de *læss*, sur l'origine de laquelle les géologues ou les géographes ne sont pas parfaitement d'accord, mais qui constitue une entité lithologique trop importante pour que nous la passions sous silence.

Le læss est un dépôt très fin qui s'est fait à l'époque quaternaire avant et après la glaciation wurmienne. Il est formé de minéraux clastiques : grains anguleux de quartz qui ne présentent souvent aucune trace d'usure, grains de feldspaths, paillettes de muscovite, une petite quantité de minéraux lourds tels que zircon, tourmaline, rutile. Le læss est en outre toujours plus ou moins argileux et d'autre part essentiellement calcarifère. Les couches supérieures du læss du bassin de Paris connues sous le nom d'*ergeron* contiennent jusqu'à 15 0 0 de CO^3Ca ; le læss de Chine jusqu'à 8 0 0. Le calcaire se concentre d'ailleurs dans le læss çà et là et forme des concrétions qui ont reçu le nom de poupées. Dans le læss d'Alsace, outre les poupées, on trouve de petits rhomboèdres de carbonate de chaux à angles émoussés. On reconnaît dans les masses de læss certaines couches superposées dont la partie supérieure est souvent décalcifiée. L'ergeron du bassin de Paris est de cette manière superficiellement décalcifié : le produit de cette décalcification fournit un limon brunâtre exploité comme terre à brique.

On voit dans toute la masse du læss des traces de tiges herbacées qui le traversent en tous sens.

Toute explication que l'on voudra donner de l'origine du læss devra tenir compte à la fois de ces traces de tiges herbacées et de l'argile qu'il contient.

Les tiges herbacées peuvent faire penser que là où se déposait le læss une végétation de steppe était développée. La présence d'argile dans le læss, en quantité parfois assez importante, ne peut guère s'expliquer sans faire appel à l'action de l'eau. Dans le Nord de la France, il est très net que les sédiments argileux et sableux tertiaires ont fourni au læss une très grande partie, sinon la totalité, de ses matériaux. On peut observer que des paquets d'argile des Flandres ont foiré parfois dans le læss, et l'idée de sa forma-

tion par l'action du ruissellement semble bien alors s'imposer à l'esprit. En Picardie, on voit que le lœss s'appuie sur des collines superficiellement faites des matériaux de décalcification de la craie : les sables tertiaires que supportaient primitivement ces collines unis aux éléments de l'argile dite *à silex* auraient encore fourni, par ruissellement, les éléments du lœss.

En Alsace, on peut chercher, de la même manière, les matériaux du lœss dans les produits de décalcification du « Calcaire coquiller triasique » et les dépôts sableux de diverses époques.

A l'idée de formation du lœss par *ruissellement*, on oppose souvent celle de l'*origine éolienne* des dépôts de ce type, mieux en rapport, jugent beaucoup de géographes, avec les conditions climatiques qui régnaient à l'époque.

Il est possible que ruissellement et actions éoliennes aient ensemble contribué à produire le lœss. Le ruissellement aurait préparé le mélange de sable et d'argile des matériaux du lœss, les actions éoliennes en auraient permis le transport. Chaque grain de sable ayant été recouvert d'une mince couche d'argile par l'action du ruissellement, a pu être entraîné, sec, par le vent. Le calcaire dont est chargé le lœss aurait au même titre que le quartz une origine primitive clastique, mais il aurait été remanié par dissolution et précipitation dans la masse même du dépôt.

Dubois a fait cette remarque que les faunes qu'on trouve à la base de l'*ergeron*, dans les environs de Cambrai, montrent un mélange de formes de steppes, de formes de montagnes, de formes arctiques dont certaines sont caractéristiques de toundras, et de formes de climat tempéré mais humide.

Tels sont les principaux types de roches siliceuses qui doivent, avant tout, leur caractéristique à l'élément détritique qu'elles contiennent. Nous porterons maintenant notre attention sur les roches auxquelles la caractéristique siliceuse est donnée par un organisme lui-même siliceux. Elles peuvent être à *spicules d'éponges*, à *radiolaires* ou à *diatomées*.

ROCHES SILICEUSES CARACTÉRISÉES PAR DES SPICULES

GRÈS A SPICULES ET GAIZES

Il est des roches qui tirent leur caractère siliceux de la présence simultanée de grains de quartz et de spicules d'éponges. Ce sont des *grès à spicules*. A la vérité, il s'agit souvent moins de grès que de *calcaires gréseux*, mais ceux-ci sont généralement subordonnés à des sables quartzeux plus ou moins cohérents.

Citons comme exemple de ce cas un grès à ciment calcaire, de l'Eocène du bassin de l'Adour (Creuit-Urt, riche en spicules de Tétractinellides accompagnés de sterrasters globuleux et qui contient en outre des Globigérines, des Truncatulines, des Lagenas. Les spicules y sont d'opale ou de calcédoine (Pl. XVIII, fig. 1). Si l'on attaque un tel grès par un acide, on met en évidence une trame de silice qui imprégnait le calcaire du ciment. La roche considérée se trouve donc être siliceuse pour trois causes : d'abord par les éléments détritiques qu'elle contient, quartz ; puis par ses organismes, spicules ; enfin par la silice qui l'imprègne.

Mais un tel cas se trouve réalisé mieux encore dans tout un groupe de roches que Cayeux a proposé de réunir sous le nom de *gaizes*.

D'après Cayeux, une gaize typique renferme :

1° Des minéraux clastiques : grains de quartz, qui peuvent former jusqu'à 50 0 0 de la roche ou se trouver réduits à quelques grains ;

2° Des organismes : principalement des spicules d'éponges, parfois associés à des radiolaires ou à des diatomées ;

3° Un ciment exclusivement siliceux, ou siliceux et argileux, parfois un peu calcique. La silice y est généralement sous la forme d'opale ; exceptionnellement sous celle de calcédoine. Parfois l'opale prend la forme de petits globules qui s'unissent en masses de dessins divers et d'apparence muriforme : on les voit soit au sein d'une opale compacte, soit dans la calcédoine, soit même dans la calcite quand ils s'agit de gaizes calcareuses (Pl. XVIII fig. 2).

Jusqu'aux recherches de Cayeux on ne distinguait en fait de

gaizes que des roches correspondant à trois niveaux géologiques particuliers de certaines régions : assise à *Cardioceras Mariae* de l'Oxfordien des Ardennes, assise à *Acanthoceras mamillare* de l'Albien des Ardennes, assise à *Schlœnbachia inflata* du Cénomanien de l'Argonne et du Berry ; mais ce savant a montré qu'il y avait lieu de leur rattacher d'autres roches de diverses régions, en particulier certaines formations connues dans le Nord de la France et en Belgique sous les noms de *tuffeaux* et de *meules*, et qui, d'ailleurs, comprennent sous ces noms des roches très diverses, d'âge tertiaire, et qui ne sont pas nécessairement toutes apparentées au point de vue lithologique.

Les gaizes cénomaniennes de l'Argonne, des environs de Grandpré et de Vouziers, sont des gaizes typiques. La gaize de Vouziers offre la constitution chimique suivante :

SiO^2 soluble dans les alcalis . .	11,3
SiO^2 insoluble	64,8
Al^2O^3	7,2
Fe^2O^3	5,0
CaO	2,6
Perte au feu.	8,5
Total	99,5

Les minéraux clastiques y sont dans les proportions de 1/2 à 1/10 et consistent surtout en quartz, puis en micas et en feldspaths. Il y a de la glauconie dont les proportions varient de 1/8 à 1/20.

Les spicules d'éponge sont faits d'opale ou de calcédoine. Dans les gaizes exclusivement siliceuses, les foraminifères manquent, mais on en trouve dans les gaizes un peu calcaires et la teneur en calcaire de ces gaizes croît avec le nombre de ces organismes.

Quant au ciment de la roche, il est fait d'un mélange de matières argileuses et d'opale ou de calcédoine, lesquelles peuvent d'ailleurs coexister.

Les gaizes à *Cardioceras Mariae* sont principalement formées de grains de quartz qu'accompagnent une petite quantité de spicules d'éponges. Le ciment est siliceux, argileux et calcaire.

A l'inverse de la gaize à *Cardioceras Mariae* qui est pauvre en spicules d'éponges, certaines roches que Cayeux nomme *Spongolites* sont presque uniquement faites de spicules. Certaines de ces roches qu'on trouve dans le Hainaut, en Belgique, ont reçu des mineurs du pays le nom de meule : elles sont d'âge cénomanien.

Elles ne contiennent que très rarement des grains de quartz et de glauconie et sont essentiellement faites de spicules, soit en opale, soit en calcédoine, entourés eux-mêmes d'une gaine d'opale, tandis que la calcédoine en remplit les intervalles.

Des problèmes que posent les gaizes. — Le premier, c'est celui de la coexistence dans les gaizes normales des grains de quartz et des spicules d'éponges. Cette coexistence n'est que fortuite, puisqu'aussi bien les spongolites sont dépourvues, ou à peu près, de grains de quartz. Les spicules ne semblent pas toujours provenir, dans les gaizes, de la désagrégation du squelette d'éponges ayant vécu à la place où s'est fait le dépôt; ils viennent souvent d'ailleurs, et leur accumulation est due, comme celle des grains de quartz, au phénomène de sédimentation.

Le second problème, c'est celui de la silice du ciment des gaizes. Tous les sédiments siliceux par imprégnation poseront un problème analogue. Nous savons que la matière protoplasmique des foraminifères, ou la matière gélosique des fucoïdes, fixent de la silice avec une très grande facilité ; le tissu de la chair des éponges a pu le faire également, et les débris qui en étaient charriés ont fourni le support de cette silice du ciment. Par dégagement de carbonate d'ammoniaque, lors de leur décomposition, du carbonate de chaux a pu se précipiter et un ciment de nature silicocalcaire put être ainsi élaboré.

On sait d'autre part, depuis les travaux de Murray et Irvine, Thoulet, Carter, que sur le fond des mers actuelles la silice des spicules d'éponges peut partiellement se dissoudre. Il est possible que cette silice ainsi dissoute s'incorpore partiellement au sédiment, mais nous ne croyons pas que c'est à elle qu'il faut faire appel pour expliquer toute la masse du ciment siliceux des gaizes.

Celui-ci provient, croyons-nous, de la même source que la silice des spicules des éponges, et qui paraît être les très menues particules d'argile ou de minéraux siliceux que peuvent décomposer divers organismes, ainsi qu'il ressort des expériences relatives au développement des diatomées en eau argileuse.

ROCHES SILICEUSES DIVERSES A SPICULES D'ÉPONGES

Il n'y a pas que les gaizes qui soient caractérisées, en tant que roches, par la présence de spicules d'éponges ; il est d'autres

roches siliceuses dans lesquelles on trouve une abondance parfois considérable de spicules. M. Bellière a signalé parmi les sédiments de base du Westphalien belge (assise de Chokier) des roches pétries de spicules d'éponges. Les spicules sont noyés dans un ciment calcédonieux. Ces roches résultent d'épisodes de sédimentation comparables à ceux qui ont produit les gaizes ; mais leur dureté et leurs caractères pétrographiques extérieurs les rapprochent de ce que nous nommerons des *phtanites*.

D'autres roches siliceuses à spicules forment des concrétions, parfois des lits, dans les sédiments calcaires. Elles sont subordonnées au sédiment calcaire lui-même et nous ne pouvons séparer leur étude de celle des calcaires ; c'est donc à propos de ces derniers que nous en décrirons les diverses manières d'être.

SÉDIMENTS SILICEUX CARACTÉRISÉS PAR LES RADIOLAIRES

TERRES A RADIOLAIRES ET PHTANITES

Si les gaizes contiennent fréquemment des radiolaires, elles ne tirent de la présence de ces organismes aucune caractéristique. Il est d'autres sédiments siliceux dans lesquels les radiolaires sont, ou très abondants, ou seulement sporadiquement répandus, mais qui ne contiennent à peu près que ce seul groupe d'organismes. De tels sédiments doivent leur caractéristique siliceuse, les uns à l'abondance des radiolaires qui les forment, les autres à la silice qui en constitue la matière principale indépendamment de leur teneur en radiolaires.

Nous citerons comme sédiments particulièrement riches en radiolaires les *terres à radiolaires* des Barbades et de la Trinité. Ce sont des sédiments d'âge miocène.

Aux Barbades, ils forment une série qui débute par des dépôts calcaires à foraminifères qui, vers leur partie supérieure, se chargent d'organismes siliceux, et de plus en plus, passant ainsi à la *terre à radiolaires* dont l'épaisseur est de 40 mètres. Cette terre à radiolaires est tendre ; elle contient, avec des matières argileuses, moins de 1 0/0 de matériaux calcaires et peut arriver à contenir

jusqu'à 77 0/0 de silice. Mais il est, dans ce dépôt, des couches de constitutions variées : l'argile est tout à fait absente de certaines d'entre elles, tandis qu'elle forme la moitié de la masse de certaines autres. Aux radiolaires sont associés, d'autre part, quelques frustules de diatomées et des spicules d'éponges.

Au-dessus de la terre à radiolaires, on trouve à nouveau des dépôts calcaires riches en foraminifères qui sont entremêlés de sables volcaniques ; fait important ainsi que nous le verrons par la suite.

Les dépôts calcaires situés au-dessus et au-dessous de la terre à radiolaires sont eux-mêmes plus ou moins siliceux : l'on y peut trouver jusqu'à 25 0/0 de silice qui en imprègne la masse. Dans ces terres calcaréo-siliceuses, comme d'ailleurs dans la terre franchement siliceuse, on trouve des nodules siliceux (cherts) formés essentiellement d'organismes siliceux cimentés par de la silice amorphe.

Au-dessus des derniers dépôts calcaires, on trouve enfin 8 mètres environ d'une terre très fine, argileuse, de couleurs variées, contenant très peu d'organismes et dont la ressemblance avec l'argile rouge qui s'accumule dans les grands fonds des mers actuelles a frappé quelques observateurs.

Les sédiments de la Trinité comportent une succession de dépôts analogues. Des marnes à Globigérines, à la base, passent aux terres à radiolaires. Cependant, les couches à radiolaires y sont plus calciques et moins argileuses et siliceuses que celles des Barbades.

Si l'on peut trouver dans les *terres à radiolaires* des dépôts essentiellement siliceux qui doivent la plus grande partie de leur teneur en silice à l'accumulation des organismes siliceux, ce n'est pas le cas général des dépôts siliceux à radiolaires, et les roches siliceuses qui se caractérisent comme *roches à radiolaires* doivent leur caractéristique siliceuse à la silice qui en forme la masse principale indépendamment de celle qui représente la masse des organismes eux-mêmes siliceux. En d'autres termes, si les sédiments que nous avons en vue sont bien caractérisés par la présence des radiolaires, ils ne doivent pas toute leur silice à la seule accumulation de ces organismes et l'on trouve tous les passages entre la roche siliceuse riche en radiolaires (Pl. XVIII, fig. 3 et 4) et la roche également siliceuse mais complètement exempte de tout organisme siliceux.

Ces roches siliceuses, qui constituent des couches continues, sont appelées *phtanites*. Les phtanites forment donc des couches dures qui sont une entité géologique au même titre qu'une couche de calcaire ou qu'une couche de sable. Ils ne sont pas assimilables aux concrétions siliceuses qu'on trouve dans certains calcaires ou dans d'autres dépôts, et qui forment des *silex* ou des *cherts*. Ces concrétions siliceuses peuvent affecter parfois l'*allure* de lits continus, mais elles sont toujours subordonnées à un épisode représenté par le dépôt d'une matière différente. Par exemple, dans le calcaire carbonifère de la région de Namur, on voit des horizons où chaque banc de calcaire est chargé d'un lit de silex qui se poursuit avec continuité. Il n'y a aucune difficulté à déterminer le banc de calcaire dont *fait partie* le lit siliceux. Ces lits de silex ne se superposent pas directement l'un à l'autre. Il en est tout autrement des bancs de phtanites qui peuvent, en beaucoup de cas, se superposer directement l'un à l'autre : chacun de ces bancs représente un seul épisode de sédimentation. *Phtanites à radiolaires* désignera celles de ces roches que caractérisent les radiolaires. Souvent on donne aux phtanites qui sont abondamment pourvus de ces organismes le nom de *radiolarites* : ce nom n'est pas assez précis, car il ne fait pas allusion à la matière même du sédiment, et il est des roches phylliteuses, donc silico-alumineuses, qui sont extrêmement riches en radiolaires.

Nous prendrons le type des *phtanites à radiolaires* dans le Dévonien des Vosges. Ces phtanites qui, dans la vallée de la Bruche, affleurent dans des conditions qui en permettent la minutieuse observation forment des couches de roches très dures, à cassure esquilleuse, généralement verdâtres, et d'allure rubanée. Ils sont instratifiés parmi des grauwackes plus ou moins grossières, des conglomérats et des schistes. Leur rubanement est dû à la présence dans la masse de la roche de zones qui se différencient par la grosseur de leur grain. Les radiolaires s'y trouvent généralement répartis suivant des zones privilégiées, formant en quelque sorte des traînées dans un banc de phtanite. Les parties les plus riches en radiolaires sont celles dont le grain est le plus fin.

On voit au microscope qu'il s'agit de roches très finement détritiques, chargées de minces paillettes de mica, de petits grains de quartz clastiques et de feldspaths, et de menus cristaux d'épi-

Fig. 1. — ***Grès à spicules*** (Eocène d'Urcuit, Bassin de l'Adour). Spicules d'opale et spicules de calcédoine, associés à des Globigérines ; ciment calcaire imprégné de silice.

Gr. : *35 diamètres. Lumière naturelle.*

Fig. 2. — ***Gaize calcaréo-siliceuse*** (Cénomanien de Coulonges, Sarthe) Spicules d'éponges et sphérules d'opale.
D'après une préparation de M. L. Moret.

Gr. : *90 diamètres. Lum. nat.*

Fig. 3 et 4. — ***Phtanite à radiolaires*** (Paléozoïque des Pyrénées basques, Biriatou). Nombreux radiolaires dont la masse est faite de calcédoine, le squelette primitif ayant disparu. Le ciment est fait lui-même de silice cryptocristalline imprégnée de matières bitumineuses et charbonneuses.

Gr. : *30 diamètres* ; *fig. 1* : *lum. nat.* ; *fig. 2* : *nicols croisés.*

Fig. 5. — ***Phtanite à radiolaires*** (Dévonien de la vallée de la Bruche, Vosges d'Alsace). Au centre, radiolaire à squelette de chlorite partiellement conservé. La masse des radiolaires est faite de fibres de calcédoine ; la matrie est faite de calcédoine cryptocristalline où baignent des débris de feldspaths, de quartz, des menues paillettes de phyllites et des grains d'épidote.

Gr. : *60 diamètres. Lum. nat.*

Fig. 6. — ***Phtanite*** (Dévonien de la vallée de la Bruche montrant, entre nicols croisés, la taille des grains clastiques de quartz et de feldspath. Vers le centre, une tache blanche plus large est la masse calcédonieuse d'un radiolaire.

Gr. : *45 diamètres. Nicols croisés.*

Fig. 1

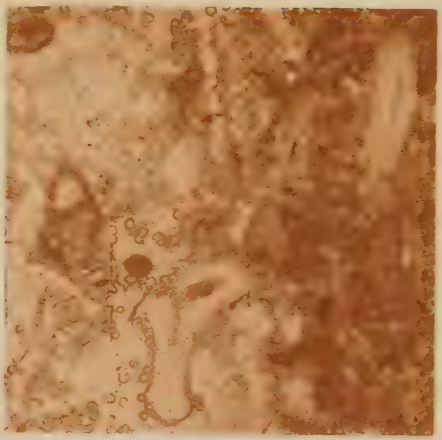


Fig. 2

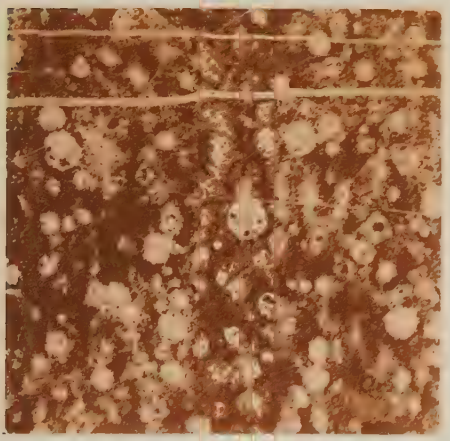


Fig. 3

Fig. 4

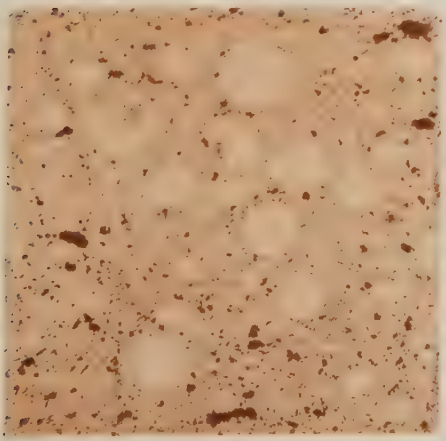


Fig. 5

Fig. 6

dote. Ces éléments sont pris, avec les radiolaires, dans une trame siliceuse faite de calcédoine cryptocristalline unie à un peu d'opale.

Les radiolaires n'y sont pas de silice pure. On voit très bien que leur squelette est maintenant formé d'une chlorite qui s'y est exactement substituée à la matière primitive ; mais les vestiges du squelette ne sont pas toujours conservés et le radiolaire n'apparaît souvent dans la roche (Pl. XVIII, fig. 5) que parce que sa petite masse est occupée par de la calcédonite, qu'on voit plus largement cristallisée que dans le reste de la roche. Ces radiolaires sont, pour la plupart, de très simples Sphærellariés et, dans le plus grand nombre des cas, ils donnent des sections circulaires : la calcédonite cristallise à partir des bords de la section vers l'intérieur de la masse du radiolaire.

La constitution que nous venons d'indiquer pour la roche à radiolaires est aussi celle, aux radiolaires près, qui caractérise les phtanites exempts d'organismes (Pl. XVIII, fig. 6).

Certains bancs de phtanites sont constitués par des zones superposées de grain relativement gros à la base, mais qui devient de plus en plus fin ; le sommet de la zone étant chargé de matières charbonneuses noires.

Les radiolaires ne sont pas uniquement localisées dans les phtanites les plus fins et on les trouve très normalement dans des phtanites qu'on pourrait dire gréseux et qui marquent le passage à la grauwacke ; on en voit même dans certaines grauwackes (Pl. XI, fig. 7). Il y a d'ailleurs identité d'origine entre les matériaux des phtanites et ceux des grauwackes et si l'on peut, dans ces divers gisements, considérer les grauwackes comme des *tufs grossiers gréseux*, on peut parfaitement en définir les phtanites comme des *tufs finement gréseux à radiolaires*. D'ailleurs phtanites et grauwackes ont mêmes relations réciproques de gisement : au sein des couches de grauwackes, des traînées de phtanites, d'allure lenticulaire, apparaissent fréquemment, de même que parmi les bancs réguliers de phtanites se montrent des lentilles plus ou moins épaisses de grauwackes.

Dans ces terrains dévoniens de la vallée de la Bruche, on trouve d'autres phtanites à radiolaires caractérisés par leur teinte noire et dans lesquels on peut observer les mêmes particularités que dans les phtanites verts. On y voit parfois, en outre, que la petite masse des radiolaires, au lieu d'être formée de calcédonite, est

constituée par un mélange grenu de cristaux d'albite et de quartz ; le squelette même du radiolaire est encore chloriteux ou bien a disparu. On peut se rendre compte que ce développement de quartz et de feldspath dans le radiolaire est ancien et qu'il date de la consolidation même du dépôt.

Des roches volcaniques identiques à celles dont la désagrégation a fourni aux grauwackes et aux phtanites une grande partie de leurs matériaux détritiques se trouvent régulièrement interstratifiés çà et là dans la série.

PHTANITES A RADIOLAIRES DE DIVERS GISEMENTS

Dans les terrains siluriens et dévoniens de la Nouvelle Galle du Sud on trouve des phtanites, parfois très riches en radiolaires, qui, d'après les descriptions qu'en ont données les géologues, se montrent dans des conditions analogues à celles des phtanites des Vosges. L'épaisseur de la formation dévonienne serait considérable : 2.800 mètres. Aux roches essentiellement siliceuses à radiolaires sont associés des calcaires siliceux à radiolaires, des calcaires d'origine corallienne, des tufs. Les roches siliceuses à radiolaires contiennent en certains points grande abondance de végétaux fossiles (*Lepidodendron australe*) et, fait très remarquable, elles sont en deux points (Tamworth) marquées de traces de ripple-marks. Les phtanites siluriens qu'on trouve à Jenolan Caves, à l'ouest de Sydney, sont associés à des rhyolites.

E. F. Davis, qui dans son ouvrage « The radiolarian cherts of the Franciscan group » a fait une revue complète des diverses roches siliceuses à radiolaires, a décrit, d'après ses études personnelles, une importante série de phtanites à radiolaires provenant de la région de la baie de San Francisco. D'après ce savant, les bancs de phtanites alternent régulièrement avec de minces lits d'argiles feuilletées ; un banc se résout parfois en lentille ou bien est remplacé par une couche de nodules noyés dans l'argile. On trouve en outre, parmi des grès, des lentilles de phtanites. Les phtanites de cette région sont généralement rouges, et cette couleur est due à la dissémination dans leur masse de très fines particules d'oxyde de fer. La roche est, dans la plupart des cas, faite de calcédoine mais parfois aussi de silice amorphe. Les radiolaires sont mis en évidence par une calcédoine plus largement cristalline et exempte d'oxyde de fer. Les sédiments de cette région sont en certaines places tra-

versés par des filons de roches éruptives basiques de la famille des gabbros (basaltes et diabases), en d'autres places associés à des coulées de même nature. Leur âge ne peut être fixé avec précision : on les considère généralement comme marquant la limite des terrains jurassiques et crétacés.

Des phtanites à radiolaires se trouvent aussi dans l'île de Bornéo et font partie de ce que Molengraaf a nommé la formation de Danau. Ils sont associés à diverses roches parmi lesquelles on peut observer des roches volcaniques et des tufs. Les phtanites alternent régulièrement avec des argiles feuilletées qui sont moins riches en radiolaires. Ces roches seraient d'âge jurassique.

Il est bien d'autres gisements de phtanites à radiolaires, mais tous se présentent dans des conditions tout à fait analogues à celles qui viennent d'être indiquées. Ils sont d'âges variés. Certains phtanites d'Italie qui se trouvent en Ligurie, en Toscane et à l'île d'Elbe appartiennent au Trias, au Crétacé, à l'Eocène. Ils sont associés à des coulées de roches volcaniques. Anelli a signalé dans l'Apennin des environs de Parme des couches à radiolaires d'âge miocène associées à des tufs andésitiques.

Les galets rouges très durs qu'on trouve à Strasbourg dans les alluvions du Rhin sont des phtanites à radiolaires qui proviennent des terrains du Jurassique supérieur des Alpes.

Composition chimique des roches à radiolaires.

A. Phtanite noir à radiolaires d'Australie.
B. Phtanite rouge de Red Rock Island (Franciscan group).
C. Phtanite blanc de Bornéo.

	A	B	C
SiO^2	91,06	95,08	97,19
Al^2O^3	3,79	2,17	1,45
Fe^2O^3	2,01	2,82	1,12
CaO	0,45	—	0,05
MgO	0,46	—	traces
K^2O	0,84	—	1,15
Na^2O	0,28	—	
SO^3	0,35	—	—
H^2O à 100°	0,32	—	0,06
H^2O au-dessus	0,97	—	0,28
Total	100,53	100,07	101,30

DES PROBLÈMES QUE POSENT LES ROCHES SILICEUSES A RADIOLAIRES

C'est tout d'abord celui de l'origine de leur silice. Remarquons en effet que les phtanites dont nous venons de parler, si riches en radiolaires qu'ils soient, ne doivent pas aux seuls radiolaires leur caractère de roches siliceuses; et d'ailleurs ces phtanites à radiolaires passent à des phtanites sans radiolaires.

Il en est à peu près de même des dépôts à radiolaires des Barbades ou de la Trinité. S'il y a dans les sédiments qui les forment une très grande quantité de radiolaires et si ces organismes concourent pour une très grande part à les rendre siliceux, il y a en outre une silice que nous dirons *d'imprégnation* et qui est intimement mélangée au calcaire ou à l'argile qui accompagne les organismes.

Nous n'expliquerons le caractère siliceux de toutes ces roches ou dépôts que si nous pouvons concevoir quelle est la source d'où ils ont tiré la silice qui n'est pas matière du test des organismes siliceux qu'ils contiennent.

Dans les phtanites, les radiolaires ne sont pas restés siliceux comme ils l'étaient à l'origine ; le test de ces organismes est transformé en un alumino silicate du groupe des chlorites. Le fait est très général et je l'ai constaté dans tous les phtanites que j'ai pu observer, quelle que soit leur origine. S'il apparaît parfois, à la suite d'un examen superficiel, que le radiolaire d'un phtanite est devenu calcédonieux, on voit, en examinant plus minutieusement les choses, que la calcédoine observée remplit les interstices du squelette ou moule le creux des épines ; le squelette lui-même est en chlorite, parfois transformée en oxyde de fer, ou bien a complètement disparu. Mais ce n'est pas à la disparition de ce squelette ou à l'élimination d'une partie de la silice dans la transformation en chlorite qu'il faut attribuer l'origine de la silice qui imprègne la roche : toute la silice éliminée serait insuffisante pour subvenir à la seule imprégnation des petites masses protoplasmiques des radiolaires. Il y a donc une autre source de silice que celle des radiolaires dont les traces sont encore visibles.

Doit on supposer que cette autre silice provient de radiolaires détruits et qu'on ne voit plus? A notre sens c'est là une hypothèse difficile à admettre, car nous ne comprendrions pas comment dans le même milieu, d'ailleurs essentiellement siliceux, les mêmes

types d'organismes eussent pu les uns complètement disparaître et les autres être conservés. Il nous paraît beaucoup plus vraisemblable de penser que, les radiolaires ayant dû vivre dans un milieu qui avait puissance de leur procurer la silice nécessaire à la construction de leur squelette, nous retrouvons dans le phtanite, soit avec eux, soit en dehors d'eux, les vestiges de ce milieu dans lequel ils vivaient ou dans lequel ils eussent pu vivre.

S'il faut aller plus avant dans l'explication des dépôts siliceux à radiolaires, il faut tout d'abord que nous puissions nous rendre compte des conditions bathymétriques dans lesquelles de tels dépôts se sont effectués, et la première question qui vient à se poser est la suivante : les roches à radiolaires furent-elles des sédiments profonds ? Cette question ne se pose d'ailleurs que parce que nous savons qu'actuellement, dans certaines mers très profondes, existent des dépôts essentiellement caractérisés par les radiolaires et dans lesquels les organismes calcaires sont rares ou même manquent complètement.

La plupart des radiolaires sont des êtres planctoniques et il en est ainsi des restes de ceux qu'on trouve accumulés dans les grands fonds des mers actuelles, comme aussi de ceux qui caractérisent le plus grand nombre des sédiments à radiolaires. Si les radiolaires existent seuls, ou à peu près, dans les grands fonds actuels, on peut supposer, et c'est ce qui a généralement été fait, qu'étant tombé des régions de vie du plancton avec tous autres organismes, eux seuls du fait de leur squelette siliceux ont résisté, dans la durée de leur chute, aux actions dissolvantes du milieu marin, tandis que les organismes calcaires disparaissaient complètement. Au dépens d'un ensemble de matériaux primitivement calcaires et siliceux un sédiment seulement siliceux se serait produit. Mais on peut aussi supposer que si des dépôts à radiolaires se forment, c'est qu'un plancton composé de radiolaires, à l'exclusion (aux diatomées près) de tout autre groupe d'organismes, vivait au-dessus des points où s'effectuait le dépôt ; et alors il n'est pas nécessaire de supposer que le dépôt ait été fait à grande profondeur. Dans cette dernière hypothèse il faut expliquer pourquoi certain plancton purement siliceux peut, ou a pu, exister.

Pour expliquer les roches à radiolaires il est au premier abord bien tentant d'admettre l'hypothèse du dépôt profond, toute simple semble-t-il, puisque l'étude des phénomènes actuels paraît immédiatement la justifier. Cependant, si cette hypothèse s'accorde

avec l'observation de certaines particularités des roches à radiolaires, il y a des faits qu'elle n'explique pas, qui la contredisent et qui sont donc incompatibles avec elle.

Dans le cas des roches à radiolaires de la vallée de la Bruche nous voyons que tous les passages existent entre les phtanites fins à radiolaires et des grès grossiers dans lesquels on trouve aussi des radiolaires ; grès grossiers ou sédiments gréseux qui se caractérisent comme dépôts effectués sous une faible hauteur d'eau et à proximité d'un seuil sinon d'une côte. D'ailleurs l'alternance est si fréquente entre les sédiments grossiers et les fins phtanites, et ils sont en certains points tellement enchevêtrés les uns dans les autres, qu'il n'est pas possible de supposer que le niveau de la mer se soit déplacé sur une même verticale au point de donner alternativement de faibles hauteurs d'eau et des profondeurs abyssiques.

L'idée du plancton siliceux semble donc s'imposer beaucoup plus justement. Nous en trouverons facilement la raison d'être en remarquant que les époques de dépôts de sédiments siliceux à radiolaires, ayant donné des roches du type des phtanites, coïncident avec l'émission de produits volcaniques dont les matériaux, essentiellement silicatés et finement désagrégés, ont nécessairement fourni abondamment matière à l'élaboration du squelette des organismes siliceux. Que dans une zone marine ainsi chargée de matières siliceuses des organismes siliceux se soient seuls développés ou aient largement prédominé les autres organismes cela n'est pas de nature à nous étonner et se trouve en conformité parfaite avec tout ce que nous savons de la cohabitation des êtres vivants.

Cette hypothèse d'un plancton formé aux dépens de matériaux siliceux explique d'autre part la teneur en silice des phtanites indépendante des organismes puisque, aussi bien, il fallait que cette silice fût élaborée tout d'abord aux dépens de silicates avant que le radiolaire pût l'utiliser. Nous ignorons comment s'est faite cette élaboration, mais nous savons par les expériences de Murray et Irvine sur les diatomées vivant en milieu silico-alumineux qu'elle peut se faire.

Si nous n'expliquons pas de suite le rubanement des phtanites, l'alternance répétée des couches de phtanites avec des lits de schistes qui trahissent une périodicité, régulière semble-t-il, dans le dépôt, nous remarquerons que nous ne l'expliquerions pas

davantage dans l'hypothèse du dépôt profond. Le problème ainsi posé n'est d'ailleurs pas particulier aux couches à radiolaires ; il se pose de la même manière pour tous les types de sédiments.

Nous remarquerons en outre que la cause de la formation d'un phtanite n'est pas la chute d'une masse de radiolaires ou celles de matériaux clastiques puisque nous pouvons observer de ces roches qui sont très pauvres en matériaux détritiques et même exemptes de tout organisme siliceux et à peu près exclusivement faites de silice à l'état d'opale et de calcédoine. La matière du phtanite fut dans ce cas nécessairement formée par un coagulum siliceux dont la substance originelle put entraîner des éléments variés détritiques ou organiques.

Si les faits qu'on peut enregistrer dans l'observation de la matière et des conditions de gisement des phtanites à radiolaires s'accordent avec l'hypothèse du plancton siliceux, tout ce que nous apprennent les terres à radiolaires du type de celle des Barbades est également en parfait accord avec la même hypothèse. Il est très remarquable que des sables volcaniques se montrent en relation avec ces terres. Leur existence nous *explique* le plancton d'où est issue la terre à radiolaires. Quant à cette argile semblable à l'argile rouge des grands fonds qui couvre les calcaires superposés à la terre à radiolaires, il serait tout à fait inexact d'en faire l'équivalent d'un dépôt abyssique. Si actuellement, dans certains grands fonds, il ne se forme qu'une argile du type de l'argile rouge, cela ne tient pas à la hauteur d'eau sous laquelle s'accomplit le dépôt mais à la seule nature des matériaux aux dépens desquels l'argile ou ce sédiment dit « argile » prend naissance. Les huit mètres d'argile qui surmontent les calcaires siliceux des Barbades ne sont en toute vraisemblance que les vestiges de poussières volcaniques qui se sont sédimentées loin de tout apport d'origine continentale. Il s'agit d'un sédiment *pélagique*, non d'un sédiment *abyssique*.

SÉDIMENTS SILICEUX CARACTÉRISÉS PAR LES DIATOMÉES

Les terres à radiolaires, avons-nous dit, peuvent contenir des diatomées ; mais on trouve aussi de véritables *terres à diatomées*. Lawson et E. F. Davis en ont décrit les types qui forment une partie des formations du « Monterey group » en Californie. Il s'agit de sédiments miocènes. Les terres à diatomées proprement dites sont de couleur claire : elles sont faites de l'accumulation de frustules entières ou brisées. Elles sont très intimement associées à des *argiles feuilletées à diatomées* où l'on voit encore les frustules ou leurs débris, en même temps que des grains de quartz clastiques, dans une masse argileuse chargée çà et là de radiolaires et de spicules d'éponges. On trouve dans les argiles les moins siliceuses des restes de poissons.

Certaines variétés de ces sédiments contiennent de fins débris de cendres volcaniques et passent à des couches uniquement faites de cendres. Il est de ces terres et argiles qui sont bitumineuses. Leur proportion de silice soluble atteint 50 0/0 ; la teneur en silice totale va de 65 à 84 0/0.

Ces sédiments à diatomées sont associés intimement à d'autres roches, essentiellement siliceuses elles aussi, mais où l'on ne voit pas de diatomées. Les unes sont encore riches en silice soluble dont la proportion peut atteindre 70 0 0 ; la silice totale atteignant 86 0/0. Elles sont faites d'opale unie à des matières argileuses, à de menus grains clastiques de quartz et de feldspaths et à des débris de cendres volcaniques. On y voit des foraminifères dont le test de calcaire est souvent conservé. Ces roches, blanches et opalescentes, sont argileuses, et relativement tendres. D'autres ne contiennent que 3 à 4 0/0 de silice soluble tandis que la silice totale atteint 85 à 95 0/0.

Il y a des variétés qui présentent une texture zonaire caractéristique et forment des lits généralement assez durs dont l'épaisseur ne dépasse guère 10 centimètres. Elles sont faites d'un mélange de silice amorphe et de calcédoine cryptocristalline, et contiennent des foraminifères et des matériaux d'origine détritique. Leur texture zonaire est due à la variation dans la même couche

soit des proportions de calcédoine, soit des proportions des matières bitumineuses ou des matières argileuses. Ces couches siliceuses alternent régulièrement avec de minces lits argileux. Enfin on trouve çà et là, en lentilles, de véritables phtanites noirs faits de calcédoine, où l'on observe encore des foraminifères, et dont la teneur en silice atteint 97 0/0.

On connaît beaucoup de gisements de roches ou de dépôts siliceux à diatomées. Très fréquemment on les désigne sous les noms de *tripolis* et de *terres d'infusoires*. Certains d'entre eux contiennent à la fois diatomées et radiolaires. C'est en particulier le cas de ces dépôts d'âge tertiaire de la région méditerranéenne dont l'un d'eux, dans la province de Girgenti, en Sicile, contient en outre des restes de poissons marins et d'eau douce et des foraminifères.

Dans l'Afrique du Nord on trouve d'importants dépôts de tripolis à diatomées : leur âge est sahélien. Ils sont largement répandus entre Oran et Ténès, et d'après M. Dalloni, dans le Dahra, ils sont associés à des calcaires à silex et reposent sur des grès micacés, des tufs et des cinérites volcaniques, tandis qu'ils sont surmontés par un horizon gypseux. Les roches en sont faites non seulement de diatomées, mais aussi de spicules d'éponges et de radiolaires : les dépôts de cette sorte qu'on nomme les *marnes d'Oran*, faits de l'accumulation de débris d'organismes siliceux, contiennent environ 90 0/0 de silice amorphe, qui s'y trouve unie à des grains de sable quartzeux ; ils alternent avec des grès.

Ce sont aussi des roches à diatomées, mais ne faisant pas partie de la catégorie des dépôts siliceux, que la plupart des phosphates éocènes de l'Afrique du Nord. Nous en reparlerons en étudiant les roches phosphatiques.

Ces dépôts sont marins, et généralement de caractère littoral, mais d'autres présentent un caractère lacustre. Tel est le cas des tripolis à végétaux de l'Ardèche dont les gisements de Charay et de Rochessauve, près de Privas, sont célèbres. Les dépôts à diatomées y forment une roche feuilletée blanche, devenant grise quand elle est mouillée ; ils constituent une masse d'une cinquantaine de mètres de puissance, reposant sur les terrains cristallophylliens ou mésozoïques et recouverts par des basaltes. Il s'agit encore de dépôts miocènes.

Il existe d'ailleurs des dépôts à diatomées dans toute la région volcanique du Plateau central français. Lauby leur a consacré une importante étude. Ils sont blancs et argileux et sont associés à des argiles noires où l'on voit des restes organiques dans un coagulum chargé d'autre part d'éléments détritiques.

Il se forme actuellement des dépôts à diatomées. Une vase très fine se dépose dans les lacs de Longemer et de Gerardmer, riche en diatomées, qui d'après Thoulet fournit à l'analyse chimique les éléments suivants : matières organiques 24,21 ; SiO^2 57,69 ; Fe^2O^3 et Al^2O^3 18,10 ; et des traces de chaux.

Les roches siliceuses à diatomées, du fait de leur nature pétrographique, ne posent pas d'autre problème que celui de l'origine de leur silice d'imprégnation ; encore doivent-elles pour la plupart leur caractère siliceux au seul fait de l'accumulation des frustules.

On sait que les diatomées peuvent tirer la silice nécessaire à la construction de leurs frustules de matières dites argileuses. Tous silicates très finement pulvérisés et capables de réaliser les particularités habituellement attribuées à l'argile concourent très certainement aussi à fournir aux diatomées la silice qui leur est nécessaire : c'est pourquoi les dépôts à diatomées sont en relation constante avec des produits de projections volcaniques. Au point de vue de l'origine de la silice nous dirions donc des dépôts à diatomées ce que nous avons dit des dépôts à radiolaires, et nous croyons qu'il y a lieu d'attribuer aux roches siliceuses sans diatomées comme celles du « Monterey group » une origine analogue à celle des phtanites sans radiolaires.

Nous ne pouvons manquer de signaler, à propos des roches à diatomées, la liaison qui paraît exister entre des dépôts de cette nature et certaines imprégnations bitumineuses ou même certaines roches pétrolifères. En Californie, on peut observer que d'une manière générale les formations pétrolifères, qu'il s'agisse des grès et sables de Vaqueros (Miocène inférieur) ou de Fernando (base du Pliocène), reposent en discordance sur les tripolis à diatomées sans qu'au-dessous de ces derniers il y ait des roches qui contiennent des huiles en quantité appréciable. En Sicile les tripolis alternent avec des argiles bitumineuses. En Algérie, d'après M. Dalloni, la zone sahélienne imprégnée d'hydrocarbures sous diverses formes surmonte les couches à diatomées.

Ce rapide exposé des manières d'être des roches à diatomées termine notre étude des roches siliceuses. Nous l'avons bornée à ces sédiments dont chaque couche forme, à elle seule, une entité géologique. Quant aux roches essentiellement siliceuses, mais qui ne sont pas le seul résultat d'un épisode de sédimentation, nous exposerons leur manière d'être dans les leçons suivantes en parlant des sédiments au sein desquels elles ont pris naissance.

SÉDIMENTS CARBONATÉS

Ils sont communément représentés par les calcaires, les calcaires dolomitiques et les dolomies. Certains d'entre eux qui sont caractérisés par l'ankérite sont relativement rares. D'autres sont riches en carbonate de fer individualisé sous forme de sidérose et constituent des minerais de fer ; c'est à ce titre que nous en parlerons.

En grande majorité, les sédiments carbonatés sont donc calciques et, par suite, se rattachent plus ou moins directement aux « calcaires », et c'est précisément à partir des calcaires que nous les décrirons.

Les diverses variétés qu'on en peut observer, dues à la présence de tel ou tel élément particulier, nous fourniront des termes de passage à d'autres entités lithologiques : les calcaires dolomitiques ou ankéritiques, les calcaires siliceux, phosphatiques, glauconieux, argileux et phylliteux nous conduiront à considérer des types dont la matière principale sera la dolomie, l'ankérite, la silice, le phosphate de chaux, la glauconie, l'argile et des phyllites : plusieurs de ces éléments pouvant d'ailleurs coexister, tandis que le carbonate de chaux ne jouera plus qu'un rôle subordonné en tant que minéral indépendant.

DE LA TEXTURE DES CALCAIRES

Il y a des calcaires dans lesquels les organismes, calcaires eux-mêmes, jouent un rôle essentiel : ils sont constitués par l'accumulation de ces organismes. Il en est d'autres où les organismes ne jouent qu'un rôle accessoire ou même manquent complètement.

Dans le premier cas, les organismes peuvent être soit *entiers*, soit en *débris* et alors ils sont *roulés* ou en *esquilles*. La définition même de l'organisme indiquera, dans la plupart des cas, la

manière d'être du carbonate de chaux qui le constitue, étant données nos connaissances sur les organismes eux-mêmes, et fera prévoir quelles transformations la matière de l'organisme a pu subir s'il est de ceux qui ne se conservent pas toujours intacts. La texture du calcaire sera nécessairement fonction de la nature des organismes et de leur état de conservation.

Dans le deuxième cas, la texture du calcaire tient à la manière d'être du carbonate de chaux qui en forme la masse, et dont nous allons examiner les diverses modalités.

Certains calcaires sont uniquement formés de masses cristallines de calcite, dont les dimensions varient depuis celle d'un grain bien visible à l'œil nu jusqu'à celle d'un grain seulement discernable au microscope. Les cristaux de calcite se clivent naturellement suivant les directions connues, aussi la cassure de ces calcaires miroite-t-elle à la lumière. C'est la texture des *marbres*, mais qui n'est pas seulement réalisée dans la pierre de la statuaire antique : elle est aussi celle de beaucoup de calcaires avec ou sans organismes qui présentent souvent, contrairement aux marbres statuaires, une assez grande irrégularité dans les dimensions des grains. Les individus de calcite n'ont pas de forme propre, ils se moulent les uns les autres. En lames minces, ces calcaires offrent l'aspect d'une mosaïque irrégulière.

Dans une autre manière d'être, la calcite des calcaires affecte la forme de petits granules qu'on ne peut discerner qu'au microscope. On peut parfois leur reconnaître une forme cristalline, et l'on voit qu'il s'agit soit de très menus rhomboèdres, soit de petits scalénoèdres modifiés par des faces adventives qui leur donnent l'aspect de petits grains roulés. Ces granules confinent directement l'un à l'autre et sont comme des grains de poussière agglomérés. Ils forment la matière principale des calcaires dits *lithographiques*. Dans beaucoup de calcaires, ils sont souvent associés à du carbonate de chaux plus largement cristallin et sont alors souvent rassemblés en petites masses qui offrent l'apparence de *grumeaux* (Pl. XIX, fig. 3). Nous savons que ces petits granules forment aussi la matière de la coquille de certains foraminifères. Ils sont du type de ceux qui furent produits à la suite de l'action des algues pénétrantes sur des débris de tests de mollusques.

Nous nous servirons, pour différencier ces diverses textures, du nom de *calcite en mosaïque* (Pl. XIX, fig. 1)pour le premier type, et nous dirons du calcaire, s'il a la texture régulière d'un

marbre, qu'il est *saccharoïde*, et du nom de *calcaire granuleux* (Pl. XIX, fig. 2) pour le second type. Ces textures peuvent d'ailleurs se trouver associées dans la même roche, que celle-ci contienne ou ne contienne pas d'organismes.

Il est une troisième manière d'être du carbonate de chaux : elle forme ce qu'on nomme des *oolithes* ou des *pisolithes*. Il s'agit de petits corps formés d'écailles sphéroïdales de calcite enrobant un grain d'une matière quelconque, petit morceau d'un minéral ou organisme. L'accumulation des oolithes ou des pisolithes dans un calcaire lui donne la texture *oolithique*, ou *pisolithique* (Pl. XIX, fig. 4 et 5) suivant que les dimensions des éléments sont très petites ou atteignent celles d'un pois. On dira par abréviation : *calcaire oolithique*, *calcaire pisolithique*. Nous verrons qu'à l'origine, les oolithes ou les pisolithes calcaires n'étaient pas faites de calcite.

Ajoutons que, dans beaucoup de calcaires à organismes, on voit le carbonate de chaux s'individualiser çà et là, et parfois en abondance, sous forme du rhomboèdre p isolé dont on peut trouver des cristaux de toutes dimensions et jusqu'à celles du granule.

Les calcaires, comme toutes les roches, sont des entités géologiques qui s'imposent à nous et que caractérisent, au point de vue lithologique, leur *dominante constitutive*, qui sera dans tel cas la texture, dans tel autre cas les organismes, ou encore l'union de certains organismes à certain type de texture.

Nous ne pouvons songer à en examiner tous les types qui peuvent être rencontrés dans la série des terrains sédimentaires : nous nous bornerons ici à citer des exemples choisis parmi ceux que nous considérons comme les plus caractéristiques. Différenciant tout d'abord ceux qui sont les *plus purs* de ceux que particularisent un ou plusieurs éléments qui les rendent *impurs*, nous examinerons en premier lieu les calcaires dont la dominante est donnée par la texture.

LES CALCAIRES DÉFINIS EN TANT QUE CALCAIRES PURS

CALCAIRES GRENUS CRISTALLINS

Ce sont ceux qui sont faits de calcite en mosaïque et qui, parfois, présentent la texture saccharoïde.

Dans ce dernier cas, ils forment les marbres (1) statuaires. Tels sont les marbres de Carrare, dans l'Apennin italien, dont l'âge est mésozoïque ; tels sont certains marbres du Lias pyrénéen, en particulier le marbre de Saint-Béat ; tel est, en Grèce, le marbre du Pentélique dont l'âge est crétacé ; tel est enfin le marbre de Paros qui fait partie des terrains cristallophylliens.

Les calcaires grenus dont la texture est de *calcite en mosaïque*, mais dont le grain est trop irrégulier pour qu'ils puissent être employés comme marbres, sont très répandus. Nous en citerons comme type certaines roches du Cénomanien à Caprines des Pyrénées (Pl. XIX, fig. 1). Ils ont contenu des fossiles calcaires dont le test a recristallisé.

Tous ces calcaires semblent bien être le produit de la recristallisation de la matière primitive d'un sédiment. Ils sont localisés dans les régions où des plissements énergiques se sont fait sentir. Beaucoup d'entre eux passent à ces marbres à minéraux qui sont indubitablement des produits de métamorphisme.

Si les calcaires dont il vient d'être question doivent leur constitution actuelle à un métamorphisme qui en a transformé la matière, il est d'autres calcaires qui doivent leur caractère grenu et cristallin à l'évolution normale du dépôt qui leur a donné naissance.

Tels sont, en particulier, les calcaires de l'Oligocène moyen d'Alsace qu'on trouve aux environs de Lobsann. Ils forment des bancs noirs ou rosés dont la matière est faite de petits cristaux contigus d'une calcite un peu ferrifère, dont les individus se ter-

(1) Le nom de marbre n'est pas seulement donné aux marbres statuaires de grain uniforme que nous avons en vue mais aussi à toutes roches calcaires susceptibles de prendre un beau poli.

minent dans des druses que remplit généralement du bitume. Les cristaux ont forme de scalénoèdre, mais parfois de la calcite secondaire s'est régulièrement orientée sur eux et la roche, cessant d'être drusique, devient un calcaire cristallin compact. Ces calcaires cristallins sont associés à des bancs de calcaires tendres à trame siliceuse, à des grès, à des lignites ; et dans cet ensemble on trouve des fossiles d'eau saumâtre. Ils prennent parfois un faciès pisolithique dont nous reparlerons ultérieurement. Ils nous diront, dans ce cas, pour quelles raisons il y a lieu de considérer que la calcite n'en est pas le produit originel, mais qu'elle est une forme de la cristallisation secondaire d'un autre carbonate de chaux.

CALCAIRES GRANULEUX

Nous entendons ainsi les calcaires qui sont essentiellement constitués par l'agglomération de très petits granules de calcite et présentent, dans toute leur masse, la texture que nous avons décrite. Ces calcaires sont très répandus : ils sont souvent fossilifères, mais les fossiles n'y jouent qu'un rôle secondaire, n'étant pas constitutifs de l'entité lithologique que nous définissons. La très grande finesse de leur grain leur donne l'apparence de la compacité. Beaucoup d'entre eux sont quelque peu silico-alumineux et forment ce qu'on nomme les *calcaires lithographiques*.

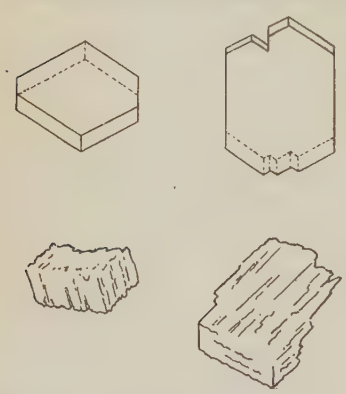


Fig. 96. — Types des cristaux de feldspath potassique des faciès *granuleux* du « *Calcaire coquiller* » triasique de Lorraine et d'Alsace.

Le « Calcaire coquiller » du Trias de la Lorraine et de l'Alsace, si riche en faciès variés, nous offre d'excellents types de calcaires granuleux (Pl. XIX, fig. 2). Ils forment des bancs dans la zone du « calcaire à entroques » et passent aux types de ce calcaire même ; ils alternent régulièrement avec des couches argilo-sableuses. Après attaque à l'acide, ils laissent un faible résidu constitué principalement par des cristaux très petits de quartz et d'un feldspath potassique (fig. 96) : les premiers sont chargés des granules de calcite, constitutifs de la roche, qu'ils ont empri-

sonnés en cristallisant, les seconds sont exempts de granules, mais ils sont riches en inclusions gazeuses d'un rose violacé. Quelques cristaux de rutile, soit en baguettes isolées, soit inclus dans les paillettes d'une phyllite, forment, avec très peu d'argile, les seuls éléments détritiques de ces calcaires.

CALCAIRES OOLITHIQUES

Ils sont extrêmement répandus. On les trouve parmi les sédiments de tous les âges, mais au Jurassique moyen ils ont formé, dans nos régions de l'Europe occidentale, des masses d'une telle importance et des couches si étendues que le nom qui caractérise leur texture est fréquemment donné à l'un des étages de cette époque. On dit l'*oolithe* ou le *terrain oolithique* pour désigner les couches d'âge bathonien : *grande oolithe*, dit-on souvent pour préciser.

Afin de nous rendre compte de ce que sont les roches oolithiques, étudions précisément tout d'abord la constitution d'une oolithe bathonienne, et pour cela choisissons un de ces échantillons de l'oolithe bathonienne d'Alsace qui nous sont fournis à l'état très frais par les conglomérats oligocènes de la région.

Les noyaux des oolithes, c'est-à-dire les corps *étrangers* sur lesquels s'appuient les écailles de chaque oolithe, sont des débris de crinoïdes ou d'échinides, des débris de brachiopodes, de gastropodes recristallisés, de longues esquilles d'huîtres, des bryozoaires ou des foraminifères. La forme générale de l'oolithe est déterminée par la forme même du noyau. Autour de ce noyau, on voit des écailles dont l'allure concentrique est bien marquée. Ces écailles sont faites de calcite hyaline chargée de petits granules calcaires. Les granules sont eux-mêmes répartis en groupes disposés suivant les rayons de l'oolithe et suivant les écailles elles-mêmes.

Tous les débris organiques n'ont pas nécessairement un revêtement oolithique ; il y a des esquilles d'huîtres, des morceaux d'autres lamellibranches qui sont nus. Sur quelques-uns d'entre eux on voit que s'applique un organisme en forme de tube se recourbant souvent sur lui-même, et qui peut soit encroûter complètement le débris, soit le charger d'une protubérance. Plusieurs débris peuvent être reliés entre eux par ces organismes tubulaires. Il en est de même des oolithes qu'on trouve liées aussi de

Planche XIX

Fig. 1. — ***Calcaire grenu*** (Cénomanien des Pyrénées occidentales, Salle-Argelès). Mosaïque de petits cristaux de calcite.

Gr. : 40 diamètres. Lumière naturelle.

Fig. 2. — ***Calcaire granuleux*** (Muschelkalk de Soultz-les-Bains, Alsace). La finesse du grain de ce calcaire lui donne le caractère d'un calcaire lithographique. Les menus granules de calcite ne se distinguent nettement que dans les cristaux de quartz de néoformation qui chargent le calcaire.

Gr. : 40 diamètres. Lum. nat.

Fig. 3. — ***Calcaire à grumeaux de calcaire granuleux*** (même gisement). Les grumeaux de calcaire granuleux sont cimentés par une mosaïque de cristaux de calcite

Gr. : 40 diamètres. Lum. nat.

Fig. 4. — ***Calcaire oolithique*** (Carbonifère du Boulonnais)

Gr : 10 diamètres. Lum. nat.

Fig. 5. — ***Calcaire oolithique*** (même gisement) montrant de grosses et petites oolithes, plus ou moins granuleuses, et à noyaux plus ou moins volumineux. On voit de petites oolithes pénétrer de plus grosses oolithes.

Gr. : 32 diamètres. Lum. nat.

Fig. 6. — ***Calcaire oolithique à croûtes*** (même gisement). On voit l'une des croûtes de calcaire s'appuyer sur un lit d'oolithes. Croûtes et lits d'oolithes en se superposant, donnent à la roche un aspect rubané.

Gr. : 10 diamètres. Lum. nat.

Fig. 1

Fig. 2

Fig. 3

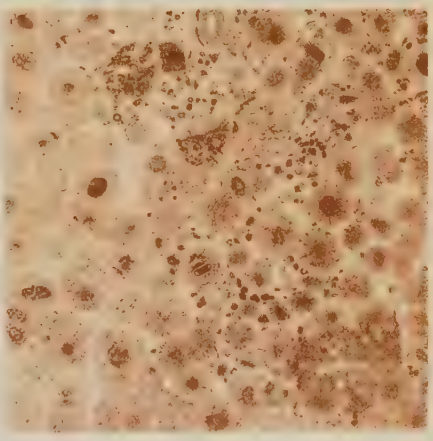


Fig. 4

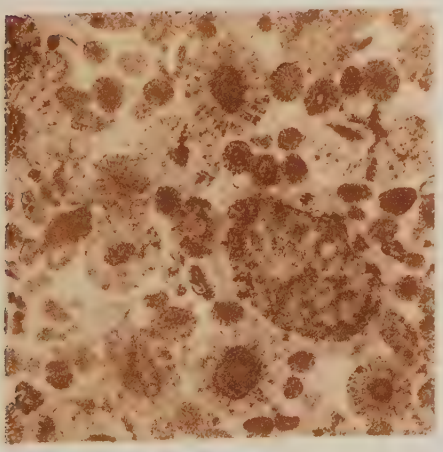


Fig. 5

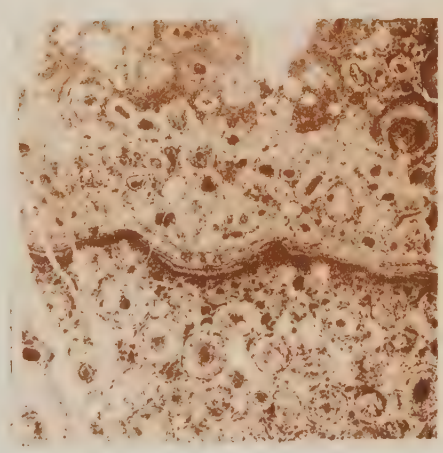


Fig. 6

cette façon. Les tubulures sont elles-mêmes remplies de calcite en mosaïque ; leur paroi est faite de l'agglomération de petits granules de calcite. On voit parfois dans la roche des masses irrégulières, mais à contours arrondis, constituées par l'association d'oolithes, d'organismes variés et de ces tubulures ; tous éléments liés par un ciment formé de calcaire granuleux.

Quant au ciment qui joint tous les matériaux de la roche, il est fait de calcite en mosaïque souvent assez largement cristallisée. Cette calcite s'oriente parfois au voisinage des débris de tests de mollusques nus comme les individus de calcite qui constituent la coquille elle-même.

Signalons enfin qu'un grand nombre des débris de tests de mollusques est perforé par de fines algues pelotonnées et qu'à leurs dépens du calcaire granuleux s'est élaboré. Le diamètre des tubulures encroûtantes est double ou triple de celui de l'algue perforante.

Telle est l'oolithe jurassique. On peut la considérer comme l'oolithe typique, mais il en est d'autres, et il convient de les examiner afin de prendre une idée précise de ce genre de formation.

Le *Calcaire carbonifère* contient très constamment des niveaux oolithiques qui sont particulièrement intéressants parce qu'ils forment des bancs situés parmi des formations d'une autre nature. Par exemple, un banc oolithique sera situé entre le banc d'un calcaire essentiellement coquiller et le banc d'un calcaire à hydrozoaires. Dans certains cas, la formation oolithique ne constitue pas un banc à elle seule, mais des lits superposés qui font corps avec d'autres faciès pour former un banc rocheux. Il y a d'ailleurs une grande continuité, dans le sens horizontal, de ces lits ou de ces bancs oolithiques.

Au point de vue lithologique ils ne sont pas tous identiques et il convient d'en étudier plusieurs types. Nous les choisirons dans le Boulonnais.

Le premier type est constitué par l'accumulation d'oolithes régulières dont les noyaux sont les foraminifères *Endothyra* et granulosphères et des moules internes d'ostracodes, parfois aussi des débris de crinoïdes et de gastropodes. Les écailles des oolithes sont très granuleuses et les granules sont répartis à la fois dans le sens du rayon et dans le sens de la courbure de l'écaille. Les oolithes sont serrées les unes contre les autres ; elles s'entrepénè-

trent, et semblent s'être partiellement rongées l'une l'autre, mais ne se *déforment pas*. A l'intérieur des loges des foraminifères, de la calcite en mosaïque a cristallisé, et c'est elle également qui, sous cette forme, remplit les quelques intervalles qui existent entre les oolithes. Les dépôts ainsi constitués montrent des traces nettes de stratifications entrecroisées qui apportent la preuve que les oolithes n'ont pas été constituées à la place même où nous les observons, mais qu'elles viennent d' « ailleurs ».

Dans ce premier type de calcaire oolithique les oolithes étaient, dans la même couche, de dimensions comparables, sinon identiques. Un deuxième type nous est fourni par des couches oolithiques dans lesquelles on voit de grosses et de très petites oolithes (Pl. XIX, fig. 4 et 5). Les grosses oolithes sont peu granuleuses, moins que les précédentes ; les petites oolithes le sont beaucoup plus, étant parfois très fortement chargées de granules, mais laissant encore distinguer leur texture écailleuse ; toutefois, à côté d'elles, on voit des grains qui sont uniquement formés de l'accumulation de granules. Les noyaux des oolithes sont encore ici *Endothyra*, granulosphères, moules d'Ostracodes, mais aussi de petits tubes brisés de tabulés. Outre les granules habituels répartis dans les écailles de l'oolithe, on voit assez fréquemment, entre les écailles, des amas de granules qui jouent le rôle de corps étrangers appliqués sur la surface d'une écaille et sur laquelle s'est moulée l'écaille suivante. On voit aussi, d'autre part, des oolithes jointes entre elles par une masse de ces tubulures enlacées que nous avons observées dans les calcaires oolithiques du Bathonien et qui sont tout à fait semblables aux organismes que Whetered rapportait à *Girvanella*. On voit enfin des oolithes rassemblées en une masse autour de laquelle de nouvelles écailles oolithiques ont pris naissance, produisant ainsi une oolithe complexe.

Un troisième type de calcaire oolithique est encore réalisé dans le Carbonifère du Boulonnais. Son intérêt réside à la fois dans la texture même des oolithes et dans la structure générale de la roche qui les contient. Il s'agit de petites couches à l'apparence rubanée qui sont situées au-dessous de calcaires à hydrozoaires. On voit que les oolithes, à noyaux de granulosphères ou d'ostracodes, plus ou moins granuleuses, sont recouvertes par une croûte qui s'appuie sur l'ensemble des oolithes d'une couche et englobe même les oolithes qui en sont les plus voisines (Pl. XIX, fig. 6). Cette croûte est formée de carbonate de chaux identique à celui

des écailles des oolithes et contient, comme celle-ci, des parties granuleuses. Elle est comme l'immense écaille d'une oolithe qui se serait développée en nappe. Le rubanement de la roche est dû aux croûtes successives. Ces oolithes, à l'inverse de celles du premier type, ne s'entrepénètrent pas, mais se déforment en s'appuyant l'une contre l'autre : elles donnent ainsi l'impression d'avoir été plastiques à l'origine.

Les organismes en forme de tube, dont nous avons signalé l'association fréquente avec les oolithes, peuvent être rapportés à des files de cellules d'algues enveloppantes. Leur paroi solide, à laquelle nous devons la conservation de leur trace, n'est pas toujours faite de granules de calcite comme dans le cas de l'oolithe bathonienne : dans les faciès oolithiques du « Calcaire coquiller » de Lorraine et d'Alsace, elles forment des carapaces de quartz et de feldspaths unis à quelques phyllites et à de menus prismes de rutile dont les cristaux sont identiques à ceux que nous avons observés dans les calcaires granuleux du même étage des mêmes régions. On les observe très bien dans des calcaires oolithiques qui furent ultérieurement dolomitisés et, malgré que la dolomitisation ait complètement fait disparaître la primitive structure du calcaire, la figure des oolithes se trouve être conservée grâce aux carapaces siliceuses (V. Pl. XVI, fig. 4). L'on voit avec netteté, après attaque par un acide, que ces carapaces forment le moule de filaments appliqués sur les écailles successives de l'oolithe et qui, par conséquent, se développaient en même temps que l'oolithe s'accroissait (fig. 97).

Fig. 97. — Oolithe du « *Calcaire coquiller* » de Lorraine, sur laquelle est appliquée la carapace quartzo-feldspathique d'un filament d'*algue enveloppante*.

DES PROBLÈMES POSÉS PAR L'ÉTUDE DES CALCAIRES GRENUS CRISTALLINS, GRANULEUX ET OOLITHIQUES

Les premiers de ces calcaires doivent leur texture à la cristallisation ou à la recristallisation du carbonate de chaux. Mais dans un cas les roches de ce type ont subi un métamorphisme et leur texture est due à une cause qui leur est entièrement extérieure, tandis que dans un autre cas la texture de ces roches est due à

l'évolution normale de la matière de leurs constituants. Le premier cas relève du problème très général du métamorphisme et nous ne l'examinerons pas ici. Le deuxième cas nous amène au problème de l'origine même du carbonate de chaux qui constitue la roche. C'est le cas des calcaires cristallins souvent asphaltiques de Lobsann en Alsace. Ils sont faits de cristaux d'une calcite un peu ferrifère identique à la calcite des pisolithes ou grosses oolithes qui forment un de leurs faciès particulier. Or il est très intéressant de constater que ces faciès oolithiques sont formés d'amas d'oolithes *pressées* les unes contre les autres, et *déformées* ; ce qui montre bien qu'à l'origine leur matière calcaire était plastique. Aussi faut-il concevoir que la matière de calcaires cristallins tels que les calcaires envisagés s'est d'abord constituée sous un état non cristallin, et qu'elle n'a atteint la texture que nous lui voyons actuellement qu'en cristallisant à partir de son état primitif.

Les calcaires granuleux posent le problème de l'origine des granules de calcite qui les constituent. Nous ne pouvons manquer d'être frappés de la similitude de faciès qui existe entre ces granules et ceux qui sont élaborés aux dépens des débris de divers organismes calcaires lorsque ceux-ci furent attaqués par des algues perforantes, mais il me paraît impossible de déterminer si les calcaires granuleux résultent de l'agglomération de granules d'abord élaborés de cette manière ou si les granules se sont formés sur place par réaction d'une matière organique en décomposition sur les sels de chaux contenus dans le milieu marin.

Les petits cristaux de quartz que nous avons observés dans les calcaires granuleux du « Calcaire coquiller » triasique de Lorraine et d'Alsace contiennent des granules de calcite. Ils ont donc pris naissance dans le sédiment lui-même.

Les calcaires oolithiques posent naturellement le problème de l'origine des oolithes.

Nous savons qu'actuellement des oolithes calcaires se forment aux griffons des sources thermales comme celles de Hammam em Eskoutine en Algérie ou de Carlsbad. Ces oolithes se forment en eau agitée, elles s'accumulent en tombant et, faites d'un carbonate de chaux plastique, elles se moulent les unes sur les autres. Elles se solidifient sous la forme particulière du calcaire que A. Lacroix a nommé *étypéite*. Elles présentent, à la matière près, un aspect tout à fait semblable à celui des pisolithes des calcaires asphalti-

ques de Lobsann. D'autre part les observations de Rothpletz ont montré qu'au Grand Lac salé, dans les parties agitées du lac, des oolithes se formaient, et sur lesquelles se développaient des algues.

Nos observations sur les oolithes anciennes nous montrent d'ailleurs qu'elles furent, à un certain moment, plastiques puisqu'aussi bien nous les voyons tant à Lobsann que dans certains calcaires du Boulonnais se mouler les unes contre les autres. Mais nous voyons aussi que là où leur accumulation ne s'est pas faite au lieu même de leur formation, là où elles furent amenées par le jeu des courants, bien mis en évidence par les stratifications entrecroisées de la couche oolithique, elles ont perdu leur caractère de plasticité. Formées originellement d'un carbonate de chaux plastique, dont nous ne sommes pas en mesure de préciser la nature, elles se transformèrent soit directement, soit indirectement en passant par la forme ctypéite, en calcite.

L'association intime de certaines oolithes à des organismes du règne végétal tend à faire supposer que la vie de ces derniers avaient en ce cas quelqu'influence sur la précipitation du carbonate de chaux des écailles de l'oolithe. Les oolithes se seraient formées dans des eaux bicarbonatées calciques, et les algues, à la vie desquelles du carbone était nécessaire, en absorbant le gaz carbonique en dissolution dans l'eau, auraient provoqué la décomposition des bicarbonates et permis la précipitation du carbonate de chaux. Cette précipitation du carbonate de chaux se faisant pendant que les eaux étaient agitées aurait été la cause de la formation et de l'accroissement des oolithes. Continuant à se faire quand l'agitation des eaux avait cessé elle aurait été la cause aussi de la formation des croûtes qui recouvrent en certains cas les lits d'oolithes et qui sont de même matière que les écailles des oolithes elles-mêmes.

Mais si des organismes ont pu de cette manière influer sur la production des oolithes, il n'est pas à dire pour cela que ces corps n'ont eu que ce seul mode de formation. Toute cause d'ordre physique permettant la décomposition de bicarbonates fut naturellement de nature à concourir à leur élaboration.

CALCAIRES GRAVELEUX

Les trois types de calcaires que nous venons d'étudier ne contenaient pas nécessairement, et par définition, des débris organi-

Planche XX

Fig. 1. — ***Calcaire graveleux*** (Crétacé supérieur des Pyrénées basques, Béhobie). Menus galets faits de débris de tests de mollusques (lamellibranches et gastéropodes) et de calcaire granuleux. Un grain de quartz clastique est nourri par une venue secondaire de silice : le quartz de néoformation s'est substitué au calcaire granuleux, mais a gardé dans sa masse une partie des granules de celui-ci. Les débris de gastéropodes se reconnaissent facilement à la mosaïque de calcite qui s'est substituée à leur matière primitive.

Gr. : 30 diamètres. Lumière naturelle.

Fig. 2. — ***Calcaire graveleux*** (même gisement). De grain plus fin que le précédent, il montre de nombreux tests de mollusques en débris roulés, dont les sections sont bordées d'un liseré noir représentant le calcaire granuleux dû à l'action des algues perforantes. Les grains noirs sont faits tout entiers de calcaire granuleux.

Gr. : 35 diamètres. Lum. nat.

Fig. 3. — ***Calcaire graveleux à Milioles*** (même gisement et mêmes particularités que le précédent).

Gr. : 35 diamètres. Lum. nat.

Fig. 4. — ***Calcaire à crinoïdes*** (Calcaire carbonifère de Tournai, type du « ***Petit granite*** »). Nombreux débris d'articles de crinoïdes, associés à des bryozoaires et à des foraminifères, dans un ciment de calcite largement cristallin par place.

Gr. : 11 diamètres. Lum. nat.

Fig. 5. — ***Calcaire coquiller : Lumachelle*** (Portlandien du Boulonnais). Débris de coquilles de lamellibranches (huîtres) pris dans un ciment de calcite grenue plus ou moins largement cristallisé. Des grains de quartz et quelques foraminifères.

Gr. : 11 diamètres. Lum. nat.

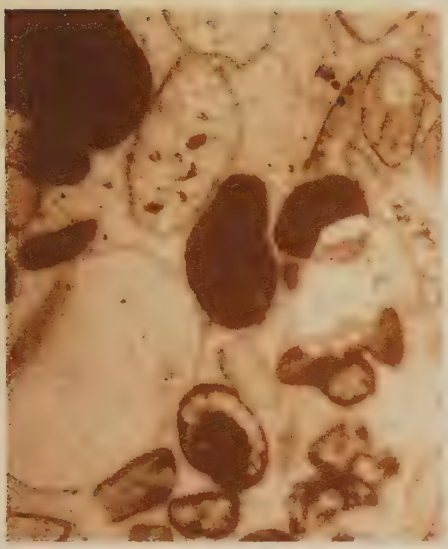


Fig. 1

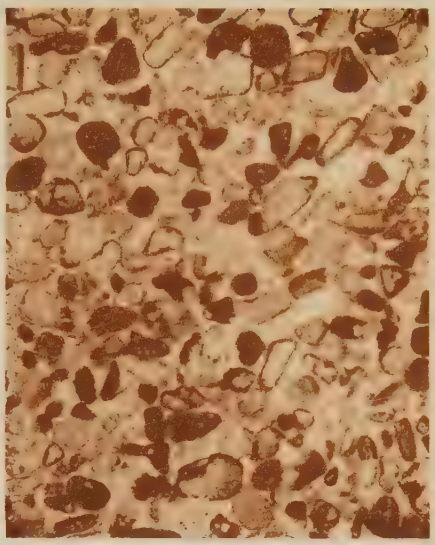


Fig. 2

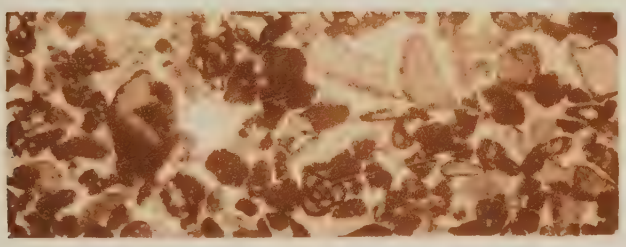


Fig. 3

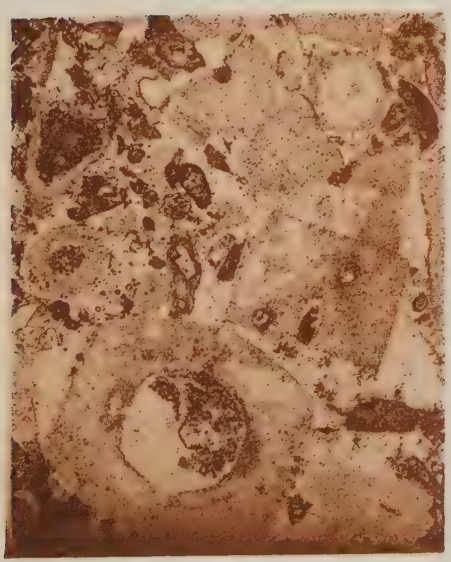


Fig. 4

Fig. 5

ques. Bien qu'il soit fréquent que les oolithes des calcaires oolithiques aient pour noyaux des restes d'origine organique, il est de ces calcaires où les noyaux sont uniquement faits de débris minéraux, grains de quartz ou petits morceaux de grès phylliteux. Les calcaires franchement oolithiques présentent des oolithes assez développées en ce sens que plusieurs écailles couvrent les noyaux ; mais il en est où le début seulement du faciès oolithique se présente. Nous rappellerons que certains grès du Jurassique du Boulonnais nous ont offert des exemples d'amorce d'oolithes de même caractère.

Des calcaires à oolithes peu développées, et dont les noyaux sont des organismes, sont fréquents parmi les faciès du « Calcaire coquiller » triasique. Les noyaux d'oolithes consistent en importants débris de lamellibranches, parmi lesquels des ostréacés, de gastropodes, de moules internes d'ostracodes, de brachiopodes et d'échinodermes. Ces débris forment généralement des grains roulés sur lesquels se sont déposées une ou deux écailles au plus de calcaire ; mais il est aussi beaucoup de débris nus sans revêtement. Des algues enveloppantes, à carapace de petits cristaux de quartz s'appliquent sur les débris organiques, et des algues perforantes les pénètrent, élaborant à leurs dépens du calcaire granuleux. D'autre part de petites masses arrondies de calcaire granuleux se trouvent çà et là et les gros débris de coquilles en sont moulés. Autour des oolithes ou des débris divers des croûtes de cristaux de calcite faisant en section figure d'auréoles se sont formées ; elles confinent à de la calcite largement cristalline, développée dans les intervalles, et qui scelle les matériaux du sédiment.

Que le revêtement oolithique des débris organiques ne se produise pas, le calcaire affectera l'allure d'un fin gravier solidifié Encore caractérisé par la texture, mais fait essentiellement de débris organiques, il nous fournira le type des *calcaires graveleux*.

Les calcaires graveleux sont très largement développés dans toute la série des terrains sédimentaires, et beaucoup d'auteurs ont décrit sous le nom de calcaires oolithiques des calcaires que nous classerions sous cette rubrique. Ils sont bien représentés dans le Crétacé des Pyrénées occidentales où ils forment des bancs blancs ou gris, dont les principaux éléments sont des débris roulés de lamellibranches et de gastropodes et des petites masses arron-

dies de calcaire granuleux (Pl. XX, fig. 1 et 2). Autour de chacun des éléments, qui forment comme de petits galets, s'est précipité de la calcite qui souvent s'oriente sur les individus cristallins qui constituent le test des lamellibranches. Ces encroûtements de calcite sont de même nature que ceux qui, dans les calcaires à oolithes peu développées, se sont formés sur les oolithes et sur les autres éléments, et c'est encore de la calcite largement cristalline qui joint les uns aux autres tous ces matériaux.

Ces calcaires graveleux sont parfois chargés de quelques foraminifères du type des Milioles (Pl. XX, fig. 3). Quand ces foraminifères deviennent plus abondants des prismes isolés de coquilles de mollusques, du type des Inocérames, apparaissent ; le grain de la roche est plus fin ; le ciment est toujours fait de calcite largement cristalline.

Les calcaires graveleux dont le grain est le plus gros résultent de la consolidation d'un sédiment littoral. Ils sont souvent associés à des bancs ou à des lentilles de poudingues faits de matériaux variés. Lithologiquement ils passent à ces bancs. Ceux de ces calcaires qui contiennent des Milioles, et dont le grain est plus fin, se sont formés plus loin de la côte. Leur grain devenant encore plus fin, les éléments prennent l'allure d'esquilles ; ils se chargent de foraminifères à tests granuleux et à tests hyalins et passent à des *calcaires à foraminifères*.

Une des principales caractéristiques des petits débris roulés qui forment ces calcaires graveleux, c'est d'être attaqués par les algues perforantes. Ils sont, de ce fait, enveloppés d'une croûte de granules de calcite qui les pénètre et leur donne en lames minces un aspect typique. Quand ils passent aux calcaires à foraminifères, en perdant leur faciès de calcaire graveleux, les débris organiques se réduisant à de petites esquilles, on constate que l'action des algues perforantes ne s'est pas fait sentir : ces dernières n'agissaient que dans des conditions bathymétriques déterminées, sous une faible hauteur d'eau.

Beaucoup de calcaires graveleux ont un ciment de calcite largement développé. Ils ont parfois un aspect très cristallin, mais leur cristallinité n'est pas limitée à la cristallisation du carbonate de chaux. On voit souvent que des grains de quartz, qu'ils contenaient à l'état d'éléments d'origine détritique, ont été nourris par des venues de silice secondaire : des cristaux de quartz se sont ainsi formés, s'accroissant souvent largement et prenant la place

même du carbonate de chaux des débris organiques qui les environnaient (fig. 98). D'ailleurs de très menus cristaux de quartz se forment souvent çà et là dans ces calcaires sans qu'on puisse voir qu'un noyau clastique en ait été l'origine : ils sont généralement de teinte enfumée. Très fréquemment des cristaux de feldspaths les accompagnent. Nous avons ainsi trouvé dans les calcaires graveleux du Crétacé supérieur pyrénéen de menus cristaux d'albite (fig. 99). Ils sont assez développés pour qu'ils puissent être vus en lames minces : on remarque qu'ils sont localisés dans les parties granuleuses de la roche, en particulier là où les débris de coquilles de mollusques furent attaqués par les algues perforantes.

Fig. 98. — Grain de quartz clastique nourri par du quartz de néoformation qui s'est développé aux dépens de morceaux granuleux (D'un calcaire graveleux du Crétacé supérieur basque).

On trouve des calcaires graveleux parmi les faciès urgoniens des Alpes. Quelques calcaires à Rudistes sont faits de calcaires graveleux dans lesquels les coquilles à test épais de ces lamellibranches ont l'air de nager. Parmi les petits galets qui ont formé ces dépôts les débris d'algues calcaires de la famille des Siphonées sont abondants, et certains calcaires graveleux sont véritablement caractérisés par les restes de ces organismes.

Au Crétacé, et dans les Pyrénées comme dans les Alpes, on peut observer que les calcaires graveleux sont fréquemment chargés de débris roulés d'Orbitolines (V. Pl. XXI, fig. 6).

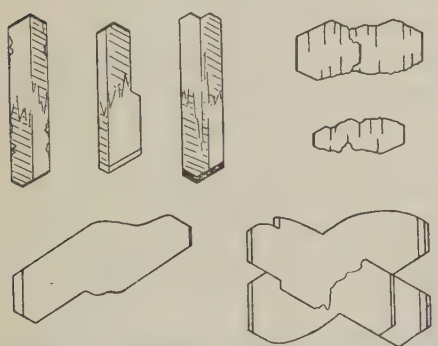


Fig. 99. — Cristaux d'albite des calcaires du Crétacé supérieur des Pyrénées basques. En bas, à droite, macle de Carlsbad.

Dans les Alpes encore, certains faciès du Lias et du Jurassique supérieur sont des calcaires graveleux. Ils passent aux calcaires oolithiques. Ils prennent parfois un aspect bréchoïde. Kilian a décrit de ces brèches dans le Jurassique supérieur des chaînes subalpines et en Haute Provence. On y voit l'association des débris de polypiers à une masse d'éléments graveleux de volume beaucoup plus réduit ; et c'est toujours de

la calcite largement cristalline qui moule les matériaux du sédiment primitif.

Les calcaires graveleux pouvaient être définis indépendamment de la nature des organismes qui à l'état de menus galets formaient les matériaux du dépôt. Nous ferons maintenant l'étude de calcaires dont la caractéristique tient en grande partie à la structure et à la microtexture des organismes qu'ils renferment.

CALCAIRES COQUILLERS

Les calcaires coquillers résultent de la consolidation de dépôts essentiellement constitués par l'accumulation de coquilles ayant appartenu à des organismes tels que mollusques, brachiopodes ou ostracodes ; ces coquilles peuvent être entières ou en débris. L'on conçoit que suivant la nature du groupe d'organismes dominant le faciès du calcaire variera. Ainsi un calcaire formé par l'agglomération de fines coquilles bivalves sera nécessairement très différent d'un calcaire principalement constitué par des gastropodes ou d'un calcaire à coquilles épaisses de Rudistes. D'ailleurs les conditions de fossilisation des organismes interviendront encore pour rendre variable l'aspect de ces calcaires. Si des calcaires à lamellibranches nous fourniront en général des roches massives dont la texture primitive des organismes sera conservée, les calcaires à gastropodes, au contraire, nous donneront tantôt des calcaires compacts, tantôt des calcaires caverneux, suivant que la recristallisation des coquilles s'est faite pendant la consolidation du sédiment ou que, n'ayant pas été faite à ce moment, la matière put en être dissoute ultérieurement, la roche se trouvant réduite à la masse de leurs moules internes.

Sans chercher à classer les calcaires coquillers, tâche que nous ne nous sentons pas la possibilité d'entreprendre actuellement à cause de la faiblesse des connaissances lithologiques à laquelle nous sommes réduits sur cette catégorie de roches, nous dirons seulement ce que sont quelques-uns d'entre eux, en nous bornant ici d'ailleurs à ceux qui sont d'origine marine et réservant ceux dont l'origine est lacustre pour l'étude générale des calcaires lacustres que nous entreprendrons dans une leçon ultérieure.

Parmi les calcaires coquillers, ceux qui sont principalement constitués par des coquilles bivalves sont désignés fréquemment, lors-

que leurs éléments constituants appartiennent à la même espèce ou à des espèces très voisine, par le nom de *lumachelles*.

Mais prenons tout d'abord notion d'un des calcaires coquillers les plus typiques, celui du classique « Muschelkalk » triasique dont le nom géologique de la formation dit précisément la nature de ses principaux termes.

Le plus courant est constitué par de grandes coquilles de lamellibranches, de gastropodes et de brachiopodes, associés ou non à des articles de crinoïdes et jointes par une masse de calcaire granuleux. Dans certains cas, des débris de coquilles en calcite recristallisée ou silicifiés sont associés à des grumeaux de calcaire granuleux, à de nombreux moules internes d'ostracodes faits aussi de calcaires granuleux et à des gastropodes dont l'intérieur de la coquille est rempli du même calcaire ; une masse de calcite en mosaïque moule le tout.

Dans le Calcaire carbonifère du Boulonnais, des calcaires coquillers sont riches en Productus et en débris de Spirifer, généralement associés à des articles de crinoïdes. On y voit en outre quelques foraminifères des types granulosphères et *Endothyra* et des débris de polypiers tabulés. Tous ces matériaux sont joints par un ciment fait d'un mélange de calcaire granuleux et de calcite largement cristalline dont les cristaux sont orientés comme ceux qui constituent les articles de crinoïdes.

Des calcaires coquillers faits de l'agglomération de lamellibranches, en particulier de coquilles d'huîtres, se rencontrent fréquemment dans la série des terrains. Ils forment des *lumachelles*. A Bouxviller (en Alsace) une lumachelle bathonienne se trouve superposée aux couches oolithiques. Elle est faite de l'accumulation de coquilles d'huîtres unies à des Rhynchonelles et à des débris de crinoïdes ; de la calcite a largement cristallisé dans les intervalles de ces éléments.

Dans les assises kimeridjiennes du Boulonnais on peut observer des lumachelles presque exclusivement faites d'*Ostrea virgula*. Dans le Portlandien de la même région on voit aussi des lumachelles d'huîtres et d'autres lamellibranches, un peu gréseuses et glauconieuses, et contenant quelques foraminifères à test hyalin. Dans l'un et l'autre étage le ciment de la roche est constitué par une mosaïque de calcite (Pl. XX, fig. 5).

Il existe des calcaires coquillers essentiellement faits de gastropodes. Le test de ces organismes a recristallisé, ou bien a été

détruit et il n'en reste que les moules internes. Dans le premier cas on observe souvent que la matière qui joint les coquilles recristallisées est faite de calcite en mosaïque, aussi la roche présente-t-elle dans sa masse un aspect entièrement cristallin. Dans le second cas la roche est caverneuse. Ainsi en est-il des calcaires à Cérithes du Lutécien parisien qui ont servi à la construction d'un grand nombre des maisons de Paris. Ces derniers sont souvent d'ailleurs *à foraminifères* et l'on peut saisir les passages entre des *calcaires coquillers à gastropodes* fort « grossiers » et des *calcaires à Milioles* très fins.

Ce sont encore des calcaires coquillers que les *calcaires à Rudistes* des formations dites urgoniennes des Alpes et des Pyrénées, du moins envisagés du point de vue de leur teneur en ces organismes ; mais si l'on examine la pâte qui en lie les coquilles et qui forme la plus grande masse de la roche, on voit qu'elle est essentiellement faite de *calcaire à foraminifères*, particulièrement riches en Milioles, dont nous étudierons le type plus loin et qui passent aux calcaires graveleux.

Certains calcaires à Rudistes, certaines lumachelles d'huîtres, sont le résultat du développement de ces organismes à la place même où nous les observons. Ils constituent ce qu'on nomme souvent des *calcaires construits*, mais ils ne sont pas seuls à former cette catégorie ; d'autres calcaires tels que des calcaires à *coralliaires* ou plus généralement à *polypiers* sont aussi des calcaires construits ; ils étaient parfois *récifaux*.

Les *calcaires à ostracodes* sont évidemment aussi des calcaires coquillers, mais dont le caractère n'apparaît bien qu'à l'examen microscopique d'une lame mince de la roche. A la vérité les ostracodes sont un élément très banal des calcaires et nous en pouvons observer en beaucoup de variétés.

Certains calcaires dits « à ostracodes » sont ainsi nommés à la manière paléontologique pour marquer seulement qu'ils contiennent de ces organismes ; mais il est des calcaires riches en ostracodes qui en forment l'élément essentiel et que nous serions tentés de nommer « calcaires d'ostracodes ». Ils sont formés d'une masse soit de calcite en mosaïque, soit d'un calcaire très finement grenu et soit même de calcaire granuleux, au sein de laquelle on observe les minces coquilles des ostracodes. Leur moule interne est souvent fait de calcite en mosaïque quand le calcaire du ciment est très finement grenu ou granuleux, ou bien au contraire de cal-

caire granuleux quand le calcaire du ciment est plus largement cristallin.

CALCAIRES A ENTROQUES

Les débris de crinoïdes étaient fréquents dans les calcaires coquillers du Trias moyen. Il est des faciès de cet étage qui en sont presque uniquement formés. On donne le nom de calcaire à Entroques à de tels calcaires qui se caractérisent par leur cassure spathique et l'on étend ce nom à tous les calcaires qui présentent ce caractère, qu'ils soient formés de débris de crinoïdes ou de débris d'échinides.

Les calcaires à Entroques des faciès du « Muschelkalk » passent soit aux calcaires purement granuleux, soit aux calcaires coquillers, et leur pâte se caractérise comme celle de ces calcaires mêmes.

Certains faciès des calcaires dits « de Hallstadt » sont à débris de crinoïdes et d'échinides mais contiennent en outre des gastropodes, des céphalopodes et des foraminifères à tests hyalins. Le ciment qui joint ces matériaux est fait de calcite en mosaïque.

Les calcaires à crinoïdes sont très fréquents parmi les roches du Calcaire carbonifère anglo-franco-belge. Ce qu'on nomme en Belgique *Petit granite* est un calcaire fait presque exclusivement d'articles de crinoïdes, et qui forme des bancs importants de l'étage Tournaisien (Pl. XX, fig. 4). Mais il est des calcaires à crinoïdes du Carbonifère qui associent ces organismes à beaucoup d'autres organismes variés tels que bryozoaires, brachiopodes, foraminifères et qui se chargent même çà et là d'oolithes ; les divers matériaux qui les composent affectant fréquemment d'ailleurs l'allure de petits galets. Ainsi passent aux calcaires graveleux des calcaires à Entroques

Considérant les calcaires à crinoïdes du point de vue de leur origine on peut les répartir en deux catégories : d'une part ceux qui sont formés par l'accumulation faite à peu près sur place de débris de crinoïdes, et d'autre part ceux qui sont faits de débris de crinoïdes roulés et mélangés à d'autres organismes et entraînés par des courants plus ou moins loin des points où ils vivaient.

A la première catégorie appartiennent certains calcaires liés à des formations franchement récifales. Nous en donnerons pour

exemple les calcaires qui dans le Dévonien des Vosges alsaciennes (vallée de la Bruche) forment les marbres de Russ : certains de leurs faciès sont de véritables calcaires à crinoïdes. On voit les débris de ces organismes dans une mosaïque irrégulière de calcite. Parfois des bryozoaires accompagnent les crinoïdes et ces matériaux peuvent être noyés dans une pâte schisteuse faite de quartz, de chlorite, de calcite grenue et de matières charbonneuses. De tels faciès sont intimement associés à des faciès à Stromatopores auxquels ils passent et qui proviennent du démantellement d'anciens récifs.

CALCAIRES A BRYOZAIRES

Comme nous en avons noté le cas pour les crinoïdes, les bryozaires se trouvent parmi les matériaux constituants de beaucoup de calcaires, mais il en est également qui sont essentiellement formés d'organismes de ce type. Les dépôts qui les constituent sont assez fréquents dans la série des terrains sédimentaires. Cayeux a décrit des craies à bryozaires dans le bassin parisien et Kilian des calcaires à bryozaires dans le Sénonien des chaînes subalpines. Dans ces gisements des Alpes les bryozaires forment parfois dans la roche comme un feutrage ; des foraminifères tels que textilaridées et rotalidées de test granuleux les accompagnent tandis qu'une masse de calcite en mosaïque forme le ciment qui réunit tous les matériaux.

CALCAIRES DE TYPE RÉCIFAL

Nous avons marqué que certains calcaires, constitués par l'accumulation d'organismes ayant vécu sur place et au développement desquels était due la formation de la couche calcaire, tels que calcaires à rudistes et lumachelles d'huitres, pouvaient être qualifiées de calcaires construits. De telles formations sont comparables aux formations actuelles qu'on désignerait sous le nom de *bancs*. Elles résultent de l'accumulation d'organismes indépendants les uns des autres dans leur développement et par là n'ont pas le caractère récifal.

Ce caractère est celui des formations qui correspondent au développement continu d'un ou plusieurs groupes d'organismes qui s'est poursuivi depuis la base de la couche jusqu'à son som-

met. Il est le fait soit de calcaires à coralliaires, soit de calcaires à hydrozoaires.

Ces calcaires récifaux ont été, dans le Dévonien de l'Ardenne, l'objet d'études importantes de Delhaye et de E. Mailleux. On les caractérise d'après la nature de l'élément dominant et l'on distingue les *récifs à Acervularia* des *récifs à Stromatoporides*.

Ils forment au sein des sédiments où on les trouve, des bosses rocheuses qui tiennent l'épaisseur de plusieurs couches et qui se coïncent dans les sédiments de leur base. La masse de ces bosses est d'ailleurs complexe, faite de matériaux variés, et plusieurs phases dans leur développement ont pu être enregistrées. C'est ainsi que Delhaye, étudiant les récifs à *Acervularia*, a reconnu que leur formation débutait par l'accumulation de polypiers enlisés dans le sédiment qui forme le soubassement du récif et que déjà la forme d'une faible protubérance mamelonnée se manifestait. Au-dessus l'on constate l'existence d'alternances de zones à stromatopores, bryozaires, spongiaires avec des zones formées de colonies de zoanthaires et d'alcyonnaires, dont la masse est noyée dans une boue faite de débris coralliens. Les polypiers montrent une grande irrégularité de forme et manifestent leur tendance à s'accroître vers le haut en donnant ainsi de l'épaisseur au récif. Dans les parties où ne se sont pas développés les polypiers, et qui dans le calcaire sont comme des poches, on trouve en abondance des coquilles. Sur les flancs des récifs des schistes à nodules de calcaire, irrégulièrement stratifiés, sont les traces d'anciens talus d'éboulement.

Les récifs d'hydrozoaires de ces régions sont de même forme. Ils sont constitués par des amas considérables de Stromatoporides (parmi lesquels *Pachystroma*, d'où le nom de récifs à *Pachystroma*) unis à de grandes quantités d'algues de la famille des Siphonées. L'on y trouve aussi des *Favosites* et des *Cyatophyllum*, mais isolés çà et là, des coquilles de brachiopodes et quelques petits gastropodes.

En général ces bosses récifales reposent sur des calcaires stratifiés et sont recouvertes par des calcaires argileux ou par des schistes.

Il n'y a pas que dans le Dévonien d'Ardenne qu'on trouve d'anciens récifs présentant cette manière d'être ; ces formations sont largement développées dans la série des terrains sédimentaires et leur aire d'extension aux différentes époques a été étu-

diée par divers auteurs. Signalons que des vestiges de récifs peuvent être observés dans le Crétacé des Pyrénées occidentales. Les calcaires qui les forment unissent Coraux et Orbitolines. Les récifs eux-mêmes sont parfois complètement démantelés et leurs calcaires passent à des calcaires graveleux.

Nous avons entendu les récifs comme une formation plus puissante que l'épaisseur de plusieurs couches de sédiments, mais il est des formations de caractère récifal qui forment des bancs rocheux d'une grande continuité : ce sont en somme des *bancs récifaux*.

Certains bancs de calcaires à hydrozoaires qui appartiennent à cette catégorie caractérisent quelques niveaux du calcaire carbonifère du Boulonnais. Des hydrozoaires, en forme d'arborisations, reposent sur des calcaires coquillers ou sur des Calcaires oolithiques et se sont développés sans atteindre généralement une hauteur supérieure à 60 centimètres. A leur sommet, ils sont pénétrés par un calcaire complexe dans lequel on trouve des organismes de toutes sortes, tels que foraminifères à test granuleux (*Endothyra*, granulosphères), ostracodes, crinoïdes, débris de petits tabulés. Ces hydrozoaires ont une texture foliacée très nette. Leur matière est faite de carbonate de chaux finement cristallisé du type de celui des foraminifères à test laiteux porcelané. Dans leur masse, de la silice fibreuse s'est fréquemment développée, et à leur contact avec le calcaire de leur gangue, de la calcite a largement cristallisé. Nous disons de ces organismes qu'ils sont des hydrozoaires faute de savoir à quoi les mieux rapporter. Ils ne forment généralement pas, à eux seuls, un banc rocheux mais font corps avec leur substratum. Dans un cas particulier, leur puissance est plus considérable et atteint environ 4 mètres, ils deviennent alors bréchiques dans leur partie supérieure.

D'autres calcaires, mais alors caractérisés par des coralliaires, présentent aussi le caractère de *bancs récifaux*. Dans le Boulonnais encore, parmi les terrains dévoniens, on trouve des bancs de calcaire, dont la puissance peut atteindre 1 m. 50, et qui sont formés par l'accumulation de Cyatophyllum et d'Acervularia. Ils sont associés à des calcaires que caractérisent des Favosites et dont certains bancs sont véritablement pétris. On les trouve en outre associés à des calcaires d'apparence compacte faits de débris de crinoïdes, d'ostracodes, de tubes de polypiers et de coquilles roulées de lamellibranches, cimentés par un mélange de calcite grenue et granuleuse.

Le caractère de bancs récifaux est moins bien indiqué dans les couches de calcaire qui forment une partie de ce qu'on nommait jadis *l'étage corallien*. Au sommet de l'Oxfordien de la Meuse et des Ardennes, on observe un ensemble de roches dures qui, dans le département des Ardennes, atteint une puissance de 120 à 130 mètres. Il s'agit de calcaires chargés de polypiers qui, par touffes, semblent bien s'être développés à la place où on les voit ; des oursins les accompagnent et les calcaires proprement dits alternent avec des couches argilo-calcaires où l'on voit abondance de radioles de Cidaris. Dans la Meuse, ces calcaires à touffes de polypiers sont associés à des oolithes et passent à des calcaires à entroques dont la *pierre de Lérouville* caractérisée par des Cidaris est un beau représentant.

CALCAIRES A FORAMINIFÈRES

Dans un grand nombre des calcaires dont nous avons plus haut fait l'étude, des foraminifères se montraient çà et là ; mais il y a des cas où ces organismes sont extrêmement abondants et contribuent à peu près seuls, et parfois même à l'exclusion de tous autres organismes, à former des calcaires : ce sont les *calcaires à foraminifères*.

Il est des calcaires de cette catégorie qui sont constitués par certaines espèces appartenant à un même groupe et d'autres dans lesquels on voit même dominer largement une seule espèce de foraminifères, et cela dans des couches de terrains d'une très grande étendue et qui se répètent, superposées les unes aux autres, un grand nombre de fois, formant ainsi une puissante série de sédiments.

Sans chercher à classer systématiquement ces roches, nous décrirons celles d'entre elles qui nous semblent particulièrement intéressantes et qui jouent, en tant qu'entités géologiques, un rôle important.

Calcaires à Miliolidées et calcaires à Alvéolines. — Sous le nom de *calcaires à Miliolidées* (ou à *Milioles*), nous entendons des calcaires qui sont pétris de petites Milioles : Biloculines, Triloculines, Quinqueloculines, Spiroloculines. De tels calcaires forment un horizon géologique classique du Lutécien moyen dans le bassin de Paris. Le sédiment est peu cohérent, parfois même il a

la consistance d'un sable. Il peut fournir de grandes pierres de taille assez tendres. Aux Milioles sont associés *Orbitolites complanatus*, des Alvéolines et des débris de coquilles de mollusques.

Outre les sédiments pétris de Milioles, on trouve très fréquemment des sédiments dans lesquels les Miliolidées, unies à d'autres organismes, jouent un rôle important, sans cependant être l'un des matériaux principaux de la roche. C'est le cas des calcaires des faciès urgoniens, assez riches en Miliolidées, mais qui contiennent aussi d'autres foraminifères, et passent soit aux calcaires à foraminifères granuleux que nous étudierons plus loin, soit aux calcaires graveleux que nous avons déjà décrits. Leur association aux Alvéolines est fréquente : dans le Crétacé supérieur des Pyrénées occidentales, on observe des calcaires à Alvéolines et à Milioles où l'on voit ces deux types de foraminifères qui ont, rappelons-le, même nature de test (porcelané, laiteux), baigner dans un calcaire très finement grenu. Des calcaires de cette nature passent à des calcaires graveleux faits de débris roulés de tests de mollusques et qui contiennent des Milioles, mais point d'Alvéolines (Pl. XXI, fig. 1).

Des calcaires à Alvéolines, d'âge yprésien, sont connus dans les Pyrénées espagnoles. On en connaît aussi dans le Lutécien des Corbières : ils sont nettement littoraux et passent à des couches à Nummulites de caractère plus pélagique. Dans l'Éocène du Vicentin on peut observer des calcaires très riches en Alvéolines, mais contenant aussi beaucoup de Milioles ; ces organismes sont pris dans un ciment de calcite finement grenue.

Nous rapporterons à cette classe les calcaires à Fusulines, à Schwagérines ou à Néoschwagérines qui, à l'Est de l'Europe, et en Asie, ont formé des masses importantes au Moscovien et à l'Ouralien, là où la mer était largement ouverte à ces époques.

Les calcaires à Fusulines des Alpes Carniques contiennent, avec ces organismes, des débris de Productus et des radiolaires à squelette rubéfié. Une mosaïque de calcite remplit les Fusulines et la pâte de la roche est faite d'une calcite grenue impure. Les calcaires à Schwagérines des mêmes régions montrent que ces organismes sont parfois encroûtés par des algues enveloppantes du type des Girvanelles de Wethered. La masse du calcaire est faite de calcite en mosaïque.

Calcaires à foraminifères granuleux. — On peut observer un beau développement de ces roches dans le Crétacé supérieur pyrénéen. Des textilaridées de toutes formes, à tests granuleux et des rotalidées de même test, des morceaux arrondis de calcaire granuleux, des débris de Lithothamnium, en forment les éléments essentiels (fig. 100). Accessoirement, ces calcaires sont chargés

Fig. 100. — Aspect en lame mince d'un calcaire à foraminifères granuleux (Crétacé supérieur des Pyrénées basques).

de Milioles, de débris de test de lamellibranches, de prismes isolés d'Inocérames, de quelques spicules d'éponges toujours entièrement calcifiés, et l'on y trouve aussi çà et là des individus d'une faune à test hyalin représentées par des Lagenas, des Globigérines et des Rosalines. De la calcite largement cristalline forme le ciment de ces divers matériaux.

Il y a d'ailleurs passage de ces calcaires à foraminifères graveleux aux calcaires graveleux ; et comme ces derniers passaient eux-mêmes, nous l'avons vu, à des calcaires ayant l'allure de conglomérats, il nous apparaît que nous observons en ces différents types une série de sédiments qui, caractérisés tout d'abord par une faune littorale de lamellibranches et de gastropodes, sont ensuite formés par des organismes vivant au large et par des foraminifères de fond, mais dans lesquels se sont déposés les éléments d'un plancton pélagique.

Des calcaires à foraminifères granuleux se voient aussi dans le Carbonifère du Nord de la France et de la Belgique. Les foraminifères sont représentés par des granulosphères et *Endothyra* (Pl. XXI, fig. 2). Ils sont accompagnés le plus souvent d'ostracodes, de tubes de tabulés et de débris de crinoïdes. Ils passent à des calcaires

Planche XXI

Fig. 1. — ***Calcaire à Milioles*** (Crétacé supérieur des Pyrénées basques, Hendaye). Type de calcaire avoisinant les formations de caractère récifal. En haut, à droite, débris de lamellibranche (Rudiste). Le ciment est fait soit de calcite grenue, soit de calcaire fin granuleux.

Gr. : 28 diamètres. Lumière naturelle.

Fig. 2. — ***Calcaire à foraminifères granuleux*** (Carbonifère du Boulonnais). Sections de Rotalidées granuleuses, granulosphères (***Calcisphaerae*** de Williamson), et foraminifères, de types variés, pris dans une masse de calcite grenue.

Gr. : 30 diamètres. Lum. nat.

Fig. 3. — ***Calcaire à Lagenas*** (Crétacé supérieur des Pyrénées basques, Hendaye). Lagenas, Textilaires et Rosalines, prismes isolés d'Inocérames, dans un ciment de calcite très finement granuleuse.

Gr. : 35 diamètres. Lum. nat.

Fig. 4. — ***Calcaire à Globigérines*** (Danien des Pyrénées basques. Hendaye). Globigérines et petites sphérules.

Gr. : 140 diamètres. Lum. nat.

Fig. 5. — ***Calcaire à Rosalines*** (Crétacé supérieur des Pyrénées basques, Hendaye). Sections de ***Rosalina Linnei*** et de Globigérines dans un calcaire très fin, un peu phylliteux.

Gr. : 35 diamètres. Lum. nat.

Fig. 6. — ***Calcaire à Orbitolines*** (Cénomanien d'Hendaye). Sections de petites Orbitolines dont la coquille est silicifiée (calcédoine). L'une des sections montre le bouton de l'Orbitoline, constitué par un tissu spongieux calcaréo-siliceux au centre duquel se trouve la loge initiale. Quelques tests de mollusques attaqués par les petites algues perforantes.

Gr. : 35 diamètres Lum. nat.

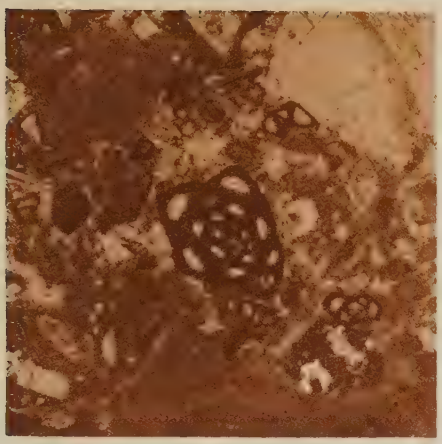


Fig. 1

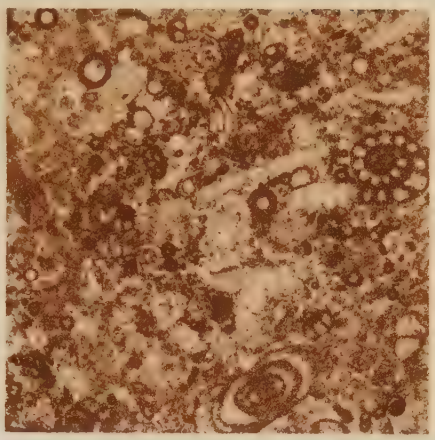


Fig. 2

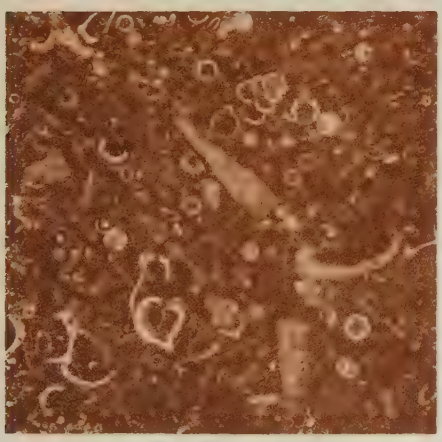


Fig. 3

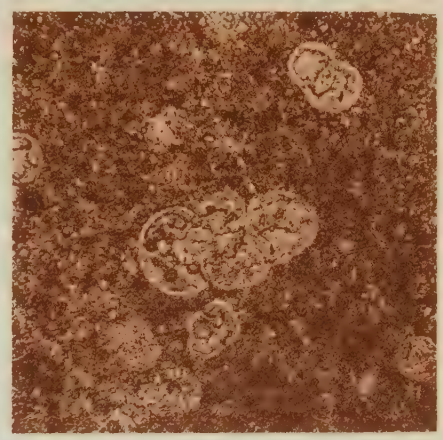


Fig. 4

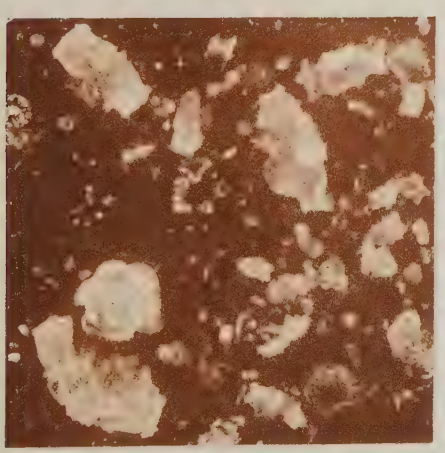


Fig. 5

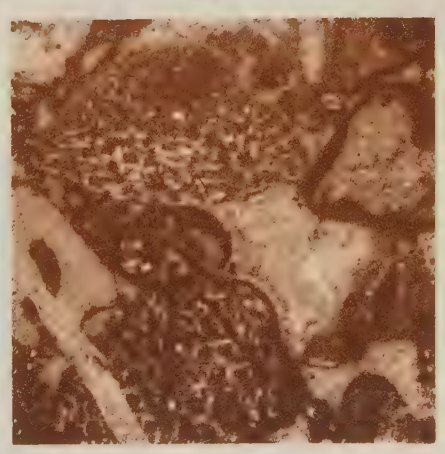


Fig. 6

coquillers riches en débris de Productus et de lamellibranches.

Ces divers calcaires posent avant tout autre le problème de l'origine des granules dont est fait le test des foraminifères. Ce sont des granules du même type que ceux que nous trouvons à la périphérie des débris de tests de mollusques attaqués par les algues perforantes, et il est tentant d'imaginer qu'ils ont semblable origine, en ce sens que les foraminifères qui en sont formés les auraient trouvés sur place, élaborés aux dépens de masses organiques calcaires préexistantes. L'association des foraminifères granuleux à des débris de tests de mollusques attaqués par les organismes perforants et à de petits morceaux roulés de calcaire granuleux étaie cette hypothèse (V. Pl. XIII, fig. 1).

Calcaires à foraminifères hyalins. — Les calcaires que nous venons de décrire contenaient parfois des individus d'une faune à tests hyalins représentée principalement par des Globigérines, des Rosalines, des Lagenas ; nous retrouvons ces organismes comme éléments essentiels d'entités lithologiques qui sont :

Les calcaires à Globigérines ;
Les calcaires à Rosalines ;
Les calcaires à Lagenas.

Calcaires a Globigérines. — Nous ne saurions les mieux caractériser qu'en en prenant pour type les calcaires à Globigérines, du type de *Globigerina bulloïdes* qui forment, dans les Pyrénées occidentales, la plus grande masse de l'étage danien. Ce sont des calcaires roses ou gris d'une assez grande pureté. Ils forment de petits bancs superposés dont la puissance est de 35 à 60 centimètres et dont l'épaisseur totale peut atteindre une quarantaine de mètres.

Le calcaire est essentiellement formé de ces Globigérines à gros pores, à tests massifs et qui, en sections minces, apparaissent comme crénelées Quelques Textilaires, faits comme *Textilaria globifera,* sont çà et là associés aux Globigérines et, en certains points, on voit quelques très petits Lagenas. Ce calcaire présente la singularité d'avoir sa pâte faite de l'accumulation de petits sphérules dont la dimension est généralement de 0 mm. 01. Ces petits sphérules (Pl. XXI, fig. 4), qui n'ont pas d'ouverture, sont poreux et leur apparence treillisée est bien visible à de forts grossissements. Ils contiennent tous un rhomboèdre de spath qui

les emplit presque entièrement. On voit aussi ces petits sphérules dans les dernières loges des Globigérines au sein de la calcite assez largement cristalline qui les remplit. Abstraction faite de

Fig. 101. — *Rosalina Linnei*, du Crétacé supérieur. Vues sur l'ombilic, le profil et le côté spiral.

ces sphérules, ce calcaire danien réalise bien le type général des calcaires à Globigérines.

Des calcaires à Globigérines existent aussi dans les Alpes où ils sont localisés soit dans le Sénonien, soit dans l'Eocène. Ils forment, dans le Crétacé supérieur, une partie de ce qu'on nomme en Suisse *les couches rouges*. Les Globigérines y sont associées à des radiolaires spiralés : masse du radiolaire et loges des Globigérines sont remplis de calcite grenue et les organismes sont cimentés par un mélange de minces tests brisés de foraminifères et de menus rhomboèdres de calcite.

Calcaires a Rosalines. — Ils sont largement développés dans le Crétacé supérieur alpin et pyrénéen. C'est dans les Alpes que les

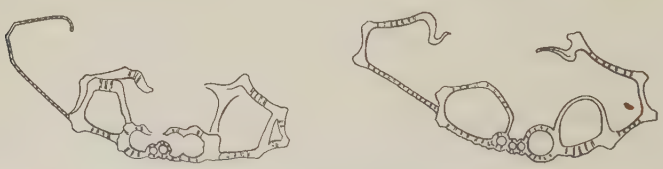


Fig. 102. — Sections transversales de *Rosalina Linnei*.

Rosalines ont été pour la première fois observées. Kaufmann les a figurées sans les décrire ni les nommer. Reuss en a parlé en les désignant comme *Discorbina canaliculata*, et Quereau les a décrites, d'après des coupes minces qu'il interprétait incorrectement, sous le nom de *Pulvinulina tricarinata*. Il s'agit d'une espèce jadis décrite par d'Orbigny et qui se trouve encore dans les sables

actuels de l'île de Cuba : d'Orbigny la nommait *Rosalina Linnei* ou *liannœana*. Cette espèce est, ainsi que nous l'avons dit, de la famille des Globigérines du fait de la position des ouvertures de ses loges, qui donnent toutes sur l'ombilic de la coquille (fig. **101**, **102** et **103**).

Les calcaires à Rosalines affectent des allures très diverses suivant que les Rosalines y sont très abondantes ou ne s'y trouvent qu'en petite quantité.

Fig. 103. — Section de *Rosalina Linnei* perpendiculaire à l'axe d'enroulement.

Le type le plus riche en Rosalines, véritable *calcaire de Rosalines*, forme dans le Crétacé supérieur pyrénéen de petits bancs de faible puissance. Les Rosalines y sont associées à quelques individus d'autres foraminifères : textilaridées et rotalidées granuleuses, des Lagenas, des Cristellaires, quelques Globigérines et Textilaires à loges bulleuses, auxquels s'ajoutent, avec constance, des prismes d'Inocérames, des coquilles d'ostracodes, des plaques d'échinides et des spicules d'éponges. On voit aussi des morceaux arrondis de calcaire granuleux et la roche présente très fréquemment le caractère bréchique du fait de la présence, dans sa masse, de fragments d'anciens sédiments. Le ciment qui joint ces matériaux est fait de calcite largement cristalline, s'orientant sur les prismes d'Inocérames au voisinage immédiat de ceux-ci. (V. Pl. XV, fig. 1). Les loges des Rosalines ou des Globigérines sont remplies de silice au sein de laquelle ont cristallisé des rhomboèdres de calcite, mais parfois un seul amas de rhomboèdres remplit tout l'intérieur des loges

Il y a, dans ces calcaires, plus ou moins de Lagenas : il y a généralement peu de Lagenas quand il y a beaucoup de Rosalines et, d'autre part, il y a passage aux *calcaires à Lagenas* avec lesquels, souvent, ils font corps.

D'autres *calcaires à Rosalines* sont moins riches en organismes. Ils constituent dans le Crétacé supérieur pyrénéen des couches roses ou gris-verdâtre que caractérisent, d'autre part, de grands Cancellophycus. Ces calcaires sont quelque peu détritiques en ce sens qu'ils contiennent de fines paillettes de mica. Ils sont excessivement tendres. Dans une pâte faite d'une multitude de très menus rhomboèdres de calcite, qui se présentent comme des gra-

nules pris dans une fine trame de silice, on voit des Rosalines, de petites Globigérines et des Textilaires (Pl. XXI, fig. 5). Les petites Globigérines n'ont pas le faciès de *Globigerina bulloïdes* ; leurs loges successives s'accroissent peu l'une par rapport à l'autre, de sorte que pour un tour il y a un grand nombre de loges : six ou sept. Elles ont le faciès des premières loges des Rosalines, mais il y a entre les unes et les autres cette différence que toutes les Rosalines sont sénestres, alors que ces petites Globigérines sont dextres.

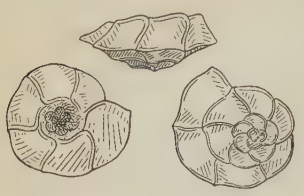


Fig. 104. - *Rosalina Stuarti*, du Sénonien supérieur.

Ces calcaires à Rosalines qui sont de grain extrêmement fin, changent de caractères suivant qu'ils proviennent d'un horizon ou d'un autre du Crétacé. Dans le Crétacé pyrénéen, le début des *couches rouges* est caractérisé par Rosalina Linnei ; mais lorsqu'on atteint un horizon à Stegaster, qui, chronologiquement, doit se classer dans le Sénonien supérieur, on voit apparaître une nouvelle espèce de Rosaline : *Rosalina Stuarti* (fig. 104 et 105), qui coexiste d'ailleurs avec *R. Linnei*. Mais cette dernière prend alors parfois des formes singulières, et se creusant fortement du côté ombilical, revêt l'apparence d'un calice (fig. 106). Des épisodes géologiques particuliers caractérisent chacune des phases à *R. Linnei* seule et à *R. Linnei* et *R Stuarti* réunies.

Fig. 105. — Sections transversales de *Rosalina Stuarti*.

Fig. 106. — Section transversale de *Rosalina Linnei* déformée (Sénonien supérieur).

Les calcaires à Rosalines sont extrêmement répandus à l'époque crétacée, mais ils paraissent principalement développés dans les parties supérieures de l'étage. On trouve cependant quelques Rosalines dans les calcaires de l'Aptien des Pyrénées.

Dans les Alpes, on trouve des calcaires à Rosalines, non seulement parmi les couches rouges, mais formant aussi certains faciès de ce qu'on nomme les *Marbres en plaquettes*, complexe bien connu des géologues alpins. Les violentes actions mécani-

ques subies par ces roches ont parfois rendu les Rosalines difficiles à reconnaître.

On ne trouve, dans le Danien, aucun calcaire à Rosalines, du moins dans nos régions de l'Europe occidentale. Ces foraminifères réapparaissent à l'Eocène et on peut les voir dans le Lutécien inférieur des Pyrénées, dans des calcaires gréseux.

Calcaires a Lagenas. — Ils sont très abondamment répandus à l'époque du Crétacé supérieur. Dans les Pyrénées ils ont deux manières d'être. L'une est toujours en relation intime avec des calcaires, riches en Rosalines, de caractère bréchique et passe à ces calcaires ; elle forme généralement avec eux un seul banc rocheux dont la base est faite de calcaire à Rosalines et qui devient, vers le haut, un calcaire à Lagenas, le nombre des Lagenas augmentant à mesure que celui des Rosalines diminue (Pl. XXII, fig. 1, 2 et 3). Les matériaux de la roche sont classés : les plus gros sont à la base, les plus fins au sommet. On y trouve une grande variété d'espèces de Lagenas, en particulier L. diffringens, L. orbulinaria, Lagena spherica. Dans les roches de ce type, on voit en outre des spicules d'éponges et des radiolaires. Ces roches sont faites d'une accumulation d'organismes et ne comportent donc qu'un ciment très réduit : celui-ci est constitué par un mélange de grumeaux de calcaire granuleux et de calcite en mosaïque. Nous verrons plus loin comment, dans de tels calcaires, se forment des zones siliceuses.

L'autre manière d'être des calcaires à Lagenas qui se sont déposés à la même époque, ne comporte pas, comme les précédents, le classement de leurs matériaux, mais les organismes sont les mêmes. Ces calcaires sont de grain fin, parfois glauconieux et riches, par places, en *Rosalina Linnei* (Pl. XXI, fig. 3). Ils deviennent alors des *calcaires à Rosalines et à Lagenas*. Les foraminifères sont remplis d'une mosaïque de calcite et la matière qui moule tous les organismes est faite de calcite très finement grenue, assez impure et d'apparence granulaire.

Les calcaires à Lagenas forment la matière des sédiments bien connus sous le nom de *craie* dans le bassin de Paris et en Aquitaine : sédiment fin, tendre, tachant les doigts, traçant. On en connaît très bien la constitution depuis les travaux de Cayeux. Il n'y a d'ailleurs pas, au point de vue microscopique, de différences essentielles entre les calcaires que nous venons de signaler et

Planche XXII

Fig. 1. — ***Calcaire à Lagenas***. Face inférieure d'un banc de calcaire à Lagenas du Crétacé supérieur des Pyrénées basques (Hendaye). Les petites sphères sont des Lagenas. On voit une Rosaline dans le secteur N.-E. Des morceaux roulés de calcaires et de roches diverses chargent en outre le banc.

Gr. : 20 diamètres.

Fig. 2 et 3. — ***Calcaire à Lagenas***. Même type de roche, du même gisement, vu en lames minces. On reconnaît aisément ***L. spherica, L. orbulinaria, L. diffringens, Fissurina.***

Gr. : 70 diamètres. Lumière naturelle.

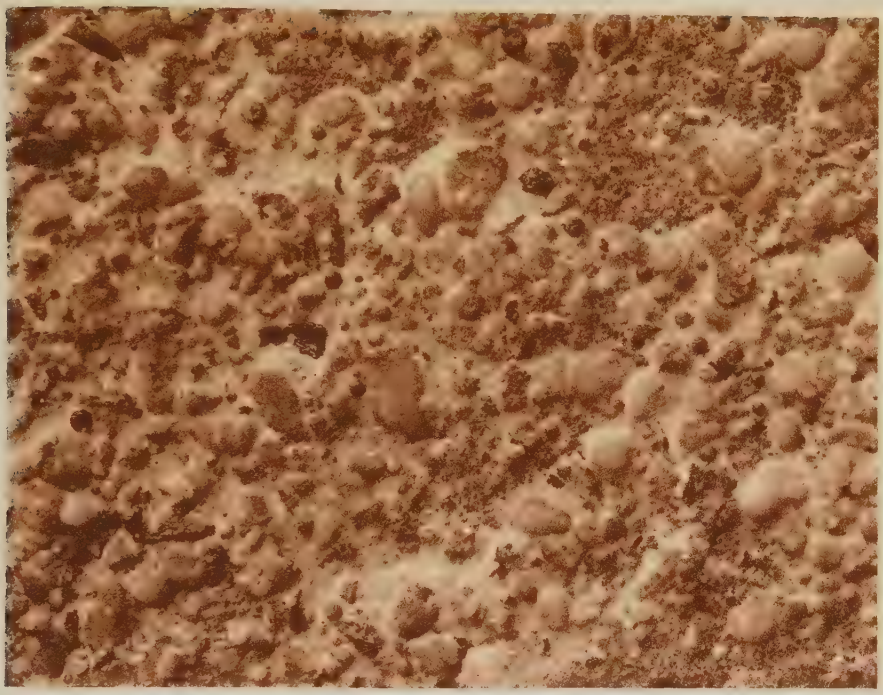


Fig. 1

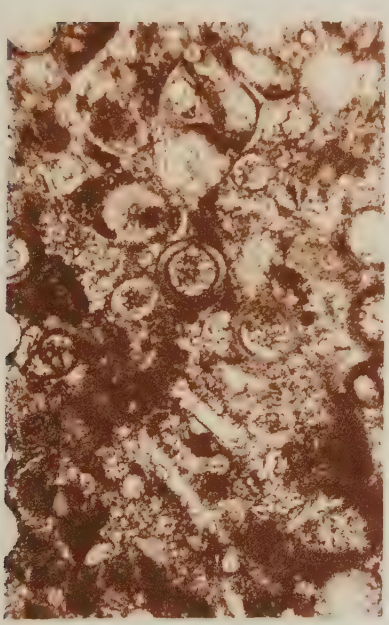


Fig. 2

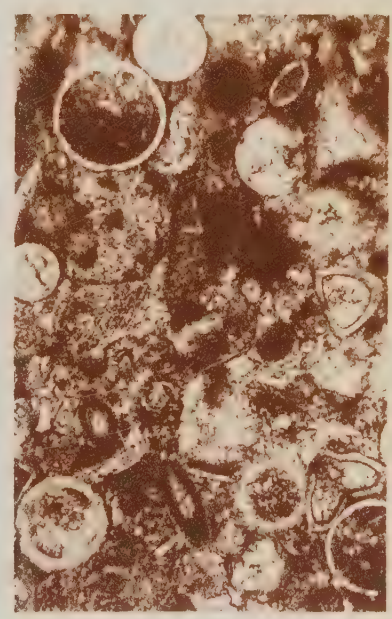


Fig. 3

la plupart des craies. Certaines d'entre elles sont principalement faites de *Lagena orbulinaria* et de ces petits Lagenas à ouvertures en fentes appelés *Fissurines*, d'où le nom de *craie à Fissurines* fréquemment employé. Cayeux a montré quel faible rôle jouaient les Globigérines dans la constitution de la craie : on les trouve de temps en temps, ainsi que des Rosalines, mais sans que la roche soit véritablement un calcaire à Globigérines ou à Rosalines. Certaines craies sont pauvres en foraminifères uniloculaires ou ceux-ci même manquent complètement : la roche, pauvre en organismes, contenant seulement çà et là quelques petites Globigérines, est d'un grain excessivement fin. Cayeux a, d'autre part, établi qu'on trouvait des Rhabdolithes et des Coccolithes en un grand nombre de craies.

De divers calcaires à foraminifères. — Nous ne pouvons passer sous silence certains calcaires formés par l'accumulation de gros foraminifères tels que Nummulites, Assilines, Amphistégines, Orbitoïdes. Ces calcaires sont de composition complexe et unissent à ces gros foraminifères d'autres organismes variés.

Tel est le cas des calcaires éocènes du bassin de l'Adour où l'on voit Nummulites, Assilines et Orthophragmines associés à *Orbitolites complanatus*, à des Alvéolines, à des Miliolidées, à des Textilaires à test agglutinant, à des Rotalidées, à des Rosalines, à des Globigérines, à des bryozoaires, des échinodermes et à des débris d'algues calcaires du groupe des Lithothamnium. Dans les calcaires de cette nature, l'association des Nummulites à des débris de Lithothamnium est constante. Quant au ciment de la roche, il est fait de calcite en mosaïque.

Parfois, les éléments organiques qui composent le calcaire sont plus ou moins brisés et se comportent comme de petits grains remaniés. La roche prend l'aspect d'une sorte de *gravier à foraminifères*. C'est la manière d'être de certaines couches du Danien pyrénéen.

CALCAIRES A LITHOTHAMNIUM

Les Lithothamnium sont souvent assez abondants dans les calcaires pour les caractériser, mais ils n'en sont généralement pas les seuls matériaux constituants.

L. Moret a signalé dans l'Oligocène inférieur des environs

d'Annecy, des calcaires pétris de Lithothamnium, englobant et paraissant encroûter des Nummulites, des Textilaires à test agglutinant et des bryozoaires. Du calcaire grenu remplit les intervalles qui subsistent entre ces matériaux, et dans les loges des organismes une mosaïque de calcite a cristallisé. Ces calcites forment une grosse lentille de 3 à 4 mètres de puissance intercalée entre un grès grossier et des calcaires gréseux.

Les calcaires à Lithothamnium se rencontrent d'ailleurs fréquemment dans le Tertiaire des Alpes Suisses. Les algues calcaires y coexistent avec Nummulites, Assilines, Orbitoïdes, bryozoaires (V. Pl. XII, fig. 4). Il y a passage entre ces calcaires riches en Lithothamnium et des calcaires pauvres en ce type d'organismes, mais riche en foraminifères des types précédents, et qui prennent souvent un caractère gréseux.

CALCAIRES DE FLAGELLATES

Nous désignons sous ce nom des calcaires dont la masse paraît presque entièrement constituée par l'accumulation de Rhabdolites ou de Coccolithes. Certains d'entre eux, qui sont à débris d'échinodermes ou à radiolaires forment des calcaires durs à grain très fin dans le Crétacé inférieur de Majorque. Il y a, d'autre part, des craies très fines, pulvérulentes, comme la craie de Meudon, qui sont ainsi faites. On y voit, en outre, de petits rhomboèdres de calcite et des Globigérines.

LES CALCAIRES SILICEUX ET LES SILEX SUBORDONNÉS AUX CALCAIRES

CALCAIRES A SPICULES

Beaucoup de calcaires sont siliceux, mais nous n'entendons comme tels et nous ne différencions des calcaires purs que ceux dont la teneur en silice atteint au moins 15 0/0.

Certains calcaires du Crétacé supérieur pyrénéen, très durs, à cassure esquilleuse, forment des bancs dont la puissance peut atteindre 1 m. 50. On voit au microscope, dans la masse de la roche, quelques petites Globigérines à lent enroulement, et quel-

ques Textilaires à test hyalin, mais principalement des spicules d'éponges monoaxes et de très petits Lagenas. Les spicules d'éponges sont complètement transformés en calcite, et cependant la roche est siliceuse, car elle contient 0/0 SiO^2 : 20,6 ; CaO : 38,2.

Ce qui donne, en décomptant la silice qui entre dans la constitution des paillettes de micas détritiques qui chargent la roche, 73 0/0 de Co^3Ca (Fe, Mg), et 15 0/0 de SiO^2 libre. Cette silice n'est pas directement visible dans le calcaire : elle s'y trouve comme une trame qui n'apparaît qu'après attaque par un acide ; elle imprègne la pâte de la roche faite de granules de carbonate de chaux juxtaposés, en forme de rhomboèdres (Pl. XXIII, fig. 1).

Ces calcaires siliceux, qui sont des *calcaires à spicules*, mais à spicules décalcifiés passent à des calcaires plus tendres, moins siliceux, mais plus chargés d'éléments détritiques et dans lesquels manquent souvent les spicules.

Les calcaires à Rosalines et les calcaires à Lagenas qui, dans les terrains où l'on trouve les précédents calcaires, forment communément un même banc, sont encore souvent liés eux-mêmes à un calcaire qu'on pourrait dire *à Lagenas* mais qui contient une très grande quantité de spicules d'éponges et qui peut être aussi désigné comme *calcaire à spicules*.

Dans les *calcaires à spicules* de ce type, les spicules sont tantôt en calcédoine, tantôt transformés en calcite, et dans ce dernier cas ils passent aux premiers calcaires à spicules que nous venons de décrire : la roche est encore imprégnée de silice, généralement invisible. Les calcaires où les spicules sont en calcédoine sont encore plus fortement imprégnés : en certaines régions de la roche, il se forme un véritable *silex* qui a tous les caractères d'une telle matière, cassure esquilleuse et éclat.

Les calcaires à Rosalines, à Lagenas, à spicules, peuvent donc former ensemble une certaine entité lithologique constitutive d'un banc de roche. Toute la masse est, dans ce cas, marquée par un zonage fait de l'alternance de régions plus siliceuses et de régions moins siliceuses.

Les proportions de silice et de calcaire, dans ces différentes zones, sont les suivantes :

Zone moins siliceuse 0/0 SiO^2 : 23 ; CaO : 41.

Zone plus siliceuse 0/0 SiO^2 : 34 ; CaO : 35.

Ce qui donne, une fois tenu compte des minéraux d'origine détritique :

Zone moins siliceuse 0/0 silice libre : 19 ; CO^3Ca : 73.

Zone plus siliceuse 0/0 silice libre : 32 ; CO^3Ca : 65.

Dans l'un et l'autre cas la silice est invisible. Les spicules d'éponges qui se trouvent dans les échantillons analysés sont transformés en calcite. La silice imprègne le carbonate de chaux. On voit parfois qu'elle moule les traces d'anciens fucoïdes. C'est dans les régions de la roche où les zones siliceuses sont assez puissantes qu'on trouve les silex.

Fig. 107. — Zones siliceuses dans un banc complexe de calcaires à Rosalines, à Lagenas, à spicules. La base est brèchique.

Les zones siliceuses, dans ces bancs complexes, sont d'allures variées. Il s'agit parfois d'un zonage rectiligne et les silex qui chargent la roche sont alors comme des lames parallèles à la direction du banc (fig. 107). D'autres fois, l'allure des zones est tourmentée et les silex s'y individualisent sous forme de rognons (fig. 108).

Dans ces terrains du Crétacé, les calcaires siliceux ne sont pas

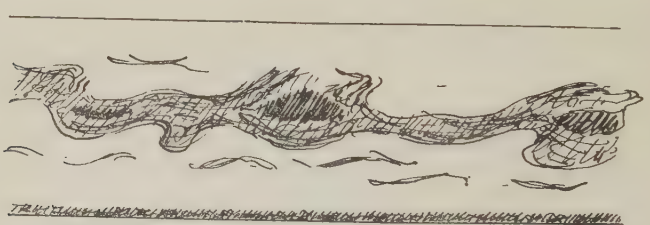


Fig. 108. — Zones siliceuses contournées dans un banc complexe de calcaires à Rosalines, à Lagenas, à spicules. Base brèchique.

uniquement liés aux calcaires à Lagenas et à spicules ; on les trouve aussi intimement unis à des calcaires à Textilaires granuleux, et voici comment. Un banc rocheux parfaitement individualisé est différencié au centre en une partie plus dure que la matière de sa base et que celle de son sommet. A la base et au sommet la matière du banc est un calcaire à Textilaires granuleux très typique, mais le centre du banc est caractérisé par l'abondance des individus d'une faune de foraminifères à test hyalin : Globigérines,

Rosalines, Lagenas, auxquels s'adjoignent des spicules d'éponges, qui sont d'ailleurs calcifiés. Les loges des foraminifères sont remplies de calcédoine cryptocristalline et c'est de la silice qui, imprégnant le carbonate de chaux du ciment de la roche, lui donne sa dureté. On ne voit pas cette silice au microscope ; elle n'apparaît qu'après attaque par un acide et forme une sorte de trame cohérente.

CALCAIRES A RADIOLAIRES

D'autres calcaires siliceux, assez largement développés en certaines régions, se caractérisent comme *calcaires à radiolaires*.

Ils forment des bancs d'une roche plus ou moins dure qui, après décalcification ou attaque à l'acide, laisse subsister une trame cohérente de silice amorphe criblée de petites paillettes de mica et de bâtonnets de rutile. Les radiolaires, du groupe des Sphaerellariés coexistent souvent avec des Globigérines à gros pores ; ils ont complètement perdu leur squelette et leur seul moule est conservé : de la calcite en mosaïque le forme, tandis que le calcaire de la pâte de la roche est fait de calcite très finement grenue.

Ces *calcaires à radiolaires* se trouvent, entre autres régions, dans les couches de base de l'Eocène des Pyrénées occidentales (V. Pl. XI, fig. 6). Ils forment des petits lits très intimement associés à des couches de grès. On en trouve de plus anciens : H. A. Brouwer a décrit des calcaires à radiolaires provenant du Trias supérieur de l'île de Rotti (Indes néerlandaises). Les radiolaires y sont associés à de minces tests de Halobies. Les calcaires sont parfois très siliceux. Des calcaires de même type, riches aussi parfois en débris de Posidonies, existent dans le Bajocien de Majorque où ils ont été découverts par P. Fallot ; leur formation s'est poursuivie pendant la durée du Crétacé.

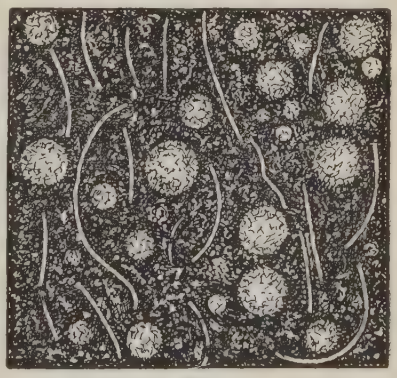


Fig. 109. — Lame mince dans un calcaire à radiolaire, chargé des débris de minces tests de Halobies.

Ces divers calcaires à radiolaires, chargés ou non de Posidonies ou de Halobies sont une entité lithologique des plus remarquables (fig. 109). Leur association dans l'Eocène pyrénéen à des couches de grès et de calcaires marneux est extrêmement intéressante. On voit que sur un lit gréseux, dont la structure indique que la sédimentation en fut faite sous l'influence de courants violents et qui contient des restes de végétaux résineux, s'est déposé un lit de calcaire marneux sur lequel repose le calcaire à radiolaire et auquel il passe souvent insensiblement (fig. 110). Sur le calcaire à radiolaire repose directement un lit gréseux : un cycle sédimentaire est ainsi nettement mis en évidence, qui va du dépôt d'un sable au dépôt d'un calcaire pélagique. La transition brusque de ce dernier au grès implique une rupture d'équilibre d'un certain ordre. C'est la conséquence de cette rupture d'équilibre qui produit une sédimentation détritique intense et l'accumulation des sables en eau agitée et sous l'influence de courants. Quand ce régime a pris fin, en eau calme, des calcaires marneux se forment par suite du dépôt des troubles dont la masse d'eau était chargée. Ces troubles sont la source à laquelle les radiolaires empruntent la silice qui leur sert à constituer leurs squelettes, et un dépôt à radiolaires se forme. La transformation des troubles est assez complète pour que le calcaire formé soit essentiellement siliceux.

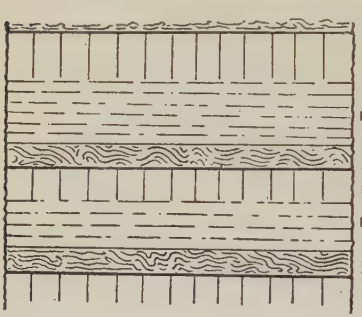


Fig. 110. — Association des grès *(g)* et calcaires marneux *(c. m.)* aux calcaires à radiolaires *(c. r.)* dans l'Eocène pyrénéen (Fontarabie).

Fig. 111. — Types divers de Calpionelles en sections minces. *Gr. : 175 diamètres.*

Il y a lieu de rapprocher ce mode de formation des calcaires à radiolaires de celui des phtanites à radiolaires. Dans les deux cas l'on saisit l'influence de matériaux finement divisés, de nature silicatée.

Nous ne pouvons passer sous silence les calcaires plus ou moins siliceux qu'on trouve principalement dans le Jurassique supérieur

(Tithonique) des Alpes et de l'Ardèche, et que caractérisent de menus organismes en forme de clochettes, auxquels les géologues suisses ont donné le nom de Calpionelles (fig. 111). Les Calpion-

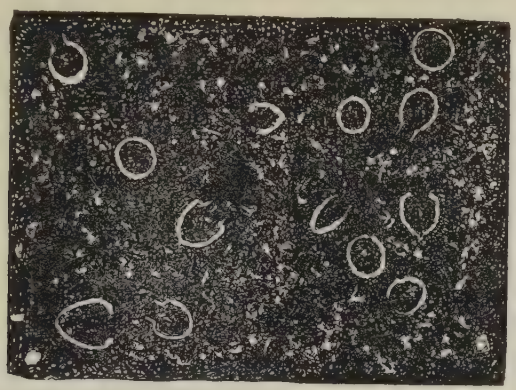


Fig. 112. — Lame mince dans un calcaire à Calpionelles des Alpes. *Gr. : 100 diamètres.*

nelles, dont la forme évoque l'idée de radiolaires ont un test de calcite fibreuse, à la manière de foraminifères hyalins. Les *calcaires à Calpionelles* (fig. 112) ont leur masse fait d'une calcite très finement granuleuse imprégnée de silice.

SILEX DES CALCAIRES

Dans les calcaires à radiolaires que nous avons observés, la silice ne forme jamais de concrétions dures du type de ce qu'on nomme des silex. Il en est autrement des calcaires siliceux à

Fig. 113. — Rognons alignés de silex dans un calcaire.

Lagenas et à spicules ainsi que nous l'avons indiqué plus haut, mais nous allons voir qu'en outre les silex peuvent se trouver dans bien d'autres types de calcaires.

Nous connaissons en particulier dans le Crétacé pyrénéen des silex qui se sont développés sous forme de rognons alignés (fig. 113),

Fig. 1. — ***Calcaire siliceux à spicules*** (Crétacé supérieur des Pyrénées basques, Hendaye). Les spicules sont calcifiés. On voit quelques Lagenas et quelques radiolaires dont la masse est faite de calcite. Le ciment est fait de calcite très finement cristallisée, imprégnée de silice.

Gr. : 35 diamètres. Lumière naturelle.

Fig. 2. — ***Calcaire siliceux à Lagenas*** (même gisement). Le calcaire est siliceux par zones (parties claires) ; il s'y individualise des silex.

Gr. : 35 diamètres. Lum. nat.

Fig. 3. — ***Silex d'un calcaire à spicules et foraminifères granuleux*** (Crétacé supérieur des Pyrénées basques, Béhobie). Le silex est formé de calcédoine englobant des rhomboèdres de calcite. Malgré cette recristallisation du sédiment, le dessin primitif est conservé grâce aux matières organiques qui n'ont pas été déplacées. Le canal axial d'un spicule est visible dans un rhomboèdre de spath.

Gr. : 150 diamètres. Lum. nat.

Fig. 4. — ***Silex d'un calcaire graveleux*** (même gisement). Le dessin du dépôt primitif est encore conservé. Minéralogiquement la roche est faite de rhomboèdres de spath inclus dans la calcédoine.

Gr. : 30 diamètres. Lum. nat.

Fig. 5. — ***Brèche de silex*** (Crétacé supérieur, Hendaye). Les morceaux de silex sont originaires d'un calcaire à Lagenas ; ils sont remaniés dans un calcaire à Lagenas de même type.

Gr. : 10 diamètres. Lum. nat.

Fig. 6. — ***Silex de calcaire à crinoïdes*** (Muschelkalk de Tromborn, Lorraine). On voit un débris de crinoïde silicifié (en bas, à droite) et une petite oolithe, également silicifiée, à noyau fait d'une vermiculure quartzo-feldspathique du type des carapaces des algues enveloppantes. La masse du silex est de calcédoine.

Gr. : 70 diamètres. Lum. nat.

Fig. 1

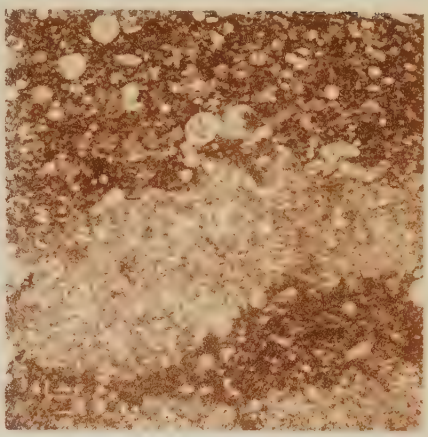


Fig. 2

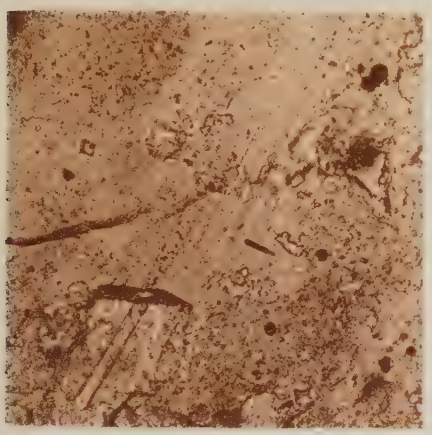


Fig. 3

Fig. 4

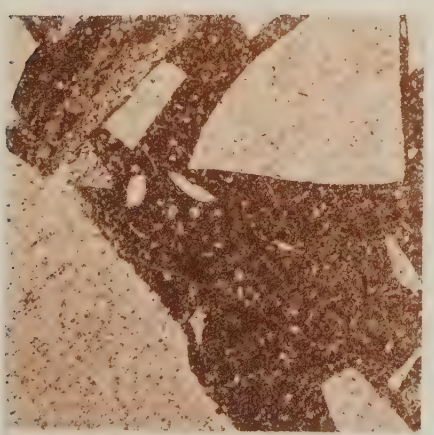


Fig. 5

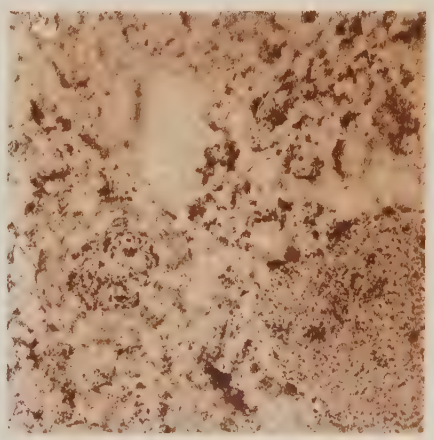


Fig. 6

et formant une ou plusieurs zones dans un même banc, dans des calcaires qui marquent le passage d'un calcaire graveleux à un calcaire à foraminifères granuleux. La roche, gangue du silex, est faite de l'accumulation de foraminifères granuleux et de grains de calcaire granuleux, d'esquilles de tests de mollusques plus ou moins arrondies et formant les galets du gravier, de prismes d'Inocérames, associés à quelques Rosalines et à quelques forts spicules d'éponges en calcédoine ; un ciment de calcite largement cristalline moulant tous ces matériaux. Le silex montre nettement les traces de ces mêmes matériaux (Pl. XXIII, fig. 4). Minéralogiquement il est fait d'un mélange de calcédonite et de rhomboèdres de calcite. Les prismes d'Inocérames ont résisté à la silicification. Les mollusques à texture lamello-prismatique sont rongés par la silice à partir de leur surface et il n'en reste que des déchets. On voit encore dans le silex quelques gros spicules d'éponges.

Dans les calcaires du même étage et de la même région certains silex se poursuivent comme des lames épaisses au sein d'un banc calcaire. Tel est le cas des silex des calcaires à Textilaires granuleux. Au voisinage du silex on voit que déjà de la silice imprègne

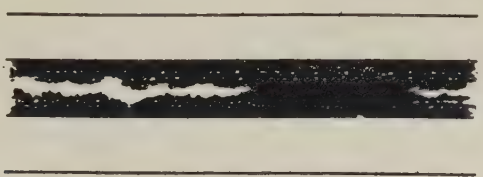


Fig. 114. — Lame de silex dans un calcaire.

le calcaire : les spicules que la roche contient parfois en assez grande abondance sont calcédonieux et l'on observe un commencement de recristallisation marqué par l'existence de rhomboèdres de calcite qui se sont individualisés dans de petites masses de calcédoine. Dans le silex même on voit nettement de la calcédoine, des rhomboèdres de calcite à contours nets, et des prismes d'Inocérames enrobés de calcite que limitent des contours de rhomboèdres peu nets. La calcite cristallise au sein de la calcédoine du silex sans égards pour les organismes autres que les prismes d'Inocérames. Les rhomboèdres traversent les spicules d'éponges, mais restent toutefois marqués des traces du canal axial que des matières brunes imprègnent fréquemment (Pl. XXIII, fig. 3).

Ces lames rubanées de silex sont souvent zonaires : certaines parties sont plus riches en carbonate de chaux et beaucoup de petits grains de calcite subsistent. C'est généralement vers le centre de la lame de silex que se trouvent les parties plus calcaires comme si la cristallisation de la silice s'était poursuivie à partir de deux plans parallèles et dans la partie comprise entre ces deux plans (fig. 114). La silice, en cristallisant, n'a d'ailleurs provoqué aucun changement dans l'orientation des matériaux de la roche comme il est mis en évidence quand, la zone siliceuse s'interrompant, on peut suivre dans le calcaire les zones mêmes qu'on voyait dans le silex, souvent marquées par des traînées de menus matériaux détritiques.

Le silex des calcaires à spicules et Lagenas qui forment, avec les calcaires à Rosalines, une même entité ont des caractères identiques : s'il s'agit toujours d'une recristallisation du calcaire dans la calcédoine, mais après élimination d'une partie du calcaire primitif. Le spicule d'éponge est un élément constant de ces silex, où l'on retrouve d'ailleurs les traces de tous les éléments du calcaire lui-même.

Les calcaires à Lagenas qui comportent des matériaux non classés contiennent aussi des silex. Le plus souvent il s'agit de rognons de forme capricieuse alignés dans les bancs, parfois de lames. La silice envahit le calcaire comme un brouillard qui s'épaissit et se concentre en rognons siliceux (Pl. XXIII, fig. 2). Les spicules d'éponges y sont généralement rares. C'est sous cette forme capricieuse que se montrent le plus souvent les silex de la craie. Parfois ils consistent en rognons creux dans lesquels on trouve une poudre crayeuse riche en organismes siliceux.

On trouve des silex dans les sédiments calcaires de tous les âges. Ils sont abondants dans le Calcaire carbonifère où ils forment parfois des lames qu'on retrouve avec constance au même horizon. Ces lames *dépendent* d'une couche calcaire : elles sont souvent chargées de débris de crinoïdes qui ont résisté à la silicification.

Cette résistance des crinoïdes à la silicification n'est pas générale. Dans le « Calcaire coquiller » moyen du Trias on trouve des silex où l'on voit encore les traces d'anciennes oolithes, de débris coquillers et de crinoïdes complètement silicifiés (Pl. XXIII, fig. 6). Mais il est de fait que les échinodermes résistent mieux à la silification que les autres organismes, et les oursins de la craie dont

le moule interne est tout entier fait de silice, mais dont la coquille est restée calcaire, sont classiques.

Des brèches de silex se rencontrent parfois, faites de morceaux anguleux de silex remaniés dans un calcaire d'un type identique à celui dans lequel le silex lui-même a pris naissance. Elles nous apprennent que la silice s'est concentrée et solidifiée avec rapidité dans le sédiment, car ce sont brèches contemporaines de l'époque même de sédimentation (Pl. XXIII, fig. 5).

LES CALCAIRES DOLOMITIQUES ET LES DOLOMIES

On trouve souvent des calcaires à grain fin qui sont chargés de cristaux de dolomie. Voici l'exemple d'un cas simple : un calcaire est formé de petites masses de calcite granuleuse arrondies, plus ou moins isolées les unes des autres ; de la calcite largement cristalline se voit dans les intervalles ; la dolomie se produit à partir des régions où se trouve la calcite largement cristalline, et se développe en mordant les petites masses de calcaire granuleux (Pl. XXIV, fig. 1). Elle se développe parfois très largement et absorbe alors toutes les petites masses de calcaire granuleux dont le dessin reste cependant marqué dans la roche parce que des granules subsistent et sont accompagnés le plus souvent de traces bitumineuses qui marquent le contour de chaque masse primitive. Mais la texture originelle de la roche peut aussi complètement disparaître, les granules respectés par la dolomie s'orientant sur les cristaux mêmes de celle-ci. La roche devient alors un agrégat de cristaux de dolomie. Tel est le cas de certains horizons dolomitiques du Jurassique moyen des Pyrénées.

De la dolomie se produit aussi dans des calcaires chargés de débris organiques. Dans les calcaires coquillers, on voit les cristaux de dolomie mordre (Pl. XXIV, fig. 3) les esquilles des tests de mollusques et les épigéniser complètement parfois. Les calcaires oolithiques se transforment en un agrégat de cristaux de dolomie et les traces de leur primitive texture disparaîtraient si les algues enveloppantes qui s'appuyaient sur les écailles des oolithes n'en avaient conservé le dessin : nous avons déjà cité pareil exemple

Planche XXIV

Fig. 1. — ***Calcaire dolomitique*** (Dolomies jurassiques au Nord d'Argelès, Hautes-Pyrénées). Les cristaux de dolomie gagnent de petites masses de calcaire granuleux à partir des intervalles compris entre celles-ci ; ils inclusent sur leur pourtour des matières organiques et des granules de calcite qui en soulignent les contours.

Gr. : *10 diamètres. Lumière naturelle.*

Fig. 2. — ***Dolomie*** (Calcaire carbonifère de Namur). Les cristaux de dolomie se sont substitués à un calcaire qui, par place, était granuleux. Les granules de calcite furent orientés régulièrement sur le cristal de dolomie pendant son développement.

Gr. : *32 diamètres. Lum. nat.*

Fig. 3. — ***Dolomie*** (Calcaire carbonifère du Boulonnais). Cas analogue au précédent ; mais on voit en outre le débris d'une coquille mordu par les cristaux de dolomie.

Gr. : *32 diamètres. Lum. nat.*

Fig. 4. — ***Calcaire ankéritique*** (Crétacé supérieur des Pyrénées basques, Hendaye). Dans un Textilaire on voit des rhomboèdres aigus d'ankérite que moule de la calcite. La masse de la roche est faite elle-même de l'agglomération de cristaux d'ankérite.

Gr. : *175 diamètres. Lum. nat.*

Fig. 5. — ***Grès phosphatique, remanié dans un calcaire gréseux phosphaté*** (Crétacé supérieur, Interlaken, Suisse).
D'après une préparation de M. H. Douvillé.

Gr. : *32 diamètres. Lum. nat.*

Fig. 6. — ***Calcaire phosphatique*** (Crétacé inférieur, Vionnaz, Suisse). La roche est formée d'un agglomérat de débris de crinoïdes, de débris d'ossements de poissons, de morceaux de calcaires à Globigérines et Rosalines phosphatés, d'esquilles de brachiopodes phosphatés.
D'après une préparation de M. H. Douvillé.

Gr. : *10 diamètres. Lum. nat.*

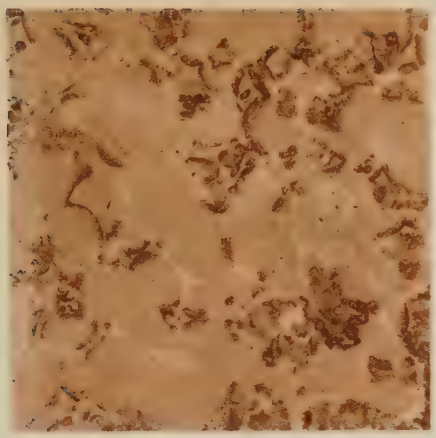


Fig. 1

Fig. 2

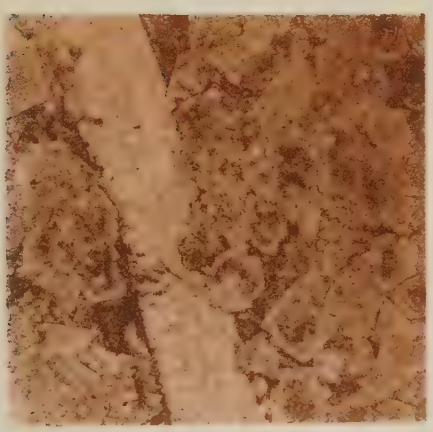


Fig. 3

Fig. 4

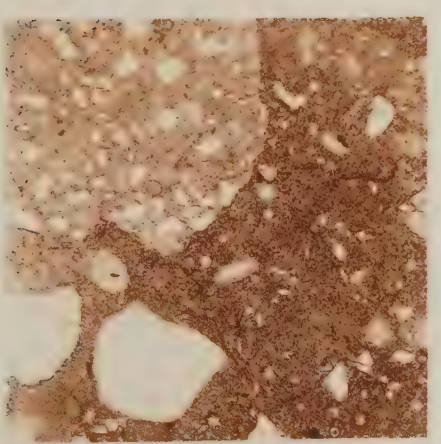


Fig. 5

Fig. 6

dans les roches oolithiques du « Calcaire coquiller » triasique (V. Pl. XVI, fig. 4).

Citons en outre, comme exemple de calcaire dolomitique, les calcaires à Diplopores du Trias Alpin où l'on voit que la dolomie a largement cristallisé dans le moule même des algues.

Il est parfaitement net que tous les calcaires dont il vient d'être question ont été *dolomitisés* : leur transformation a pu être assez complète pour qu'ils soient devenus de véritables dolomies ne laissant rien subsister de la texture primitive du calcaire (Pl. XXIV, fig. 2).

On voit très bien dans certains cas que ce phénomène de la dolomitisation des calcaires fut rapide, s'étant produit dans le cours même de la sédimentation de la couche formée en quelques points de calcaire dolomitique homogène et en d'autres points de débris remaniés de celui-ci. En d'autres cas la dolomitisation d'un banc de calcaire se montre comme le résultat d'une imprégnation qui s'est propagée dans le dépôt par les parties supérieures : le banc prend alors une texture bréchoïde, et le fait de la dolomitisation amène souvent un dérangement dans l'ordre des matériaux qui le constituaient. En ce cas la dolomitisation s'est faite pendant l'épisode qui correspond au dépôt de la couche supérieure, avant la consolidation complète du banc. La couche supérieure elle-même est alors franchement dolomitique, au moins à sa base. De beaux exemples d'un tel phénomène peuvent être observés dans le Calcaire carbonifère (Viséen) des bords de la Meuse (Marche-les-Dames) en aval de Namur.

Le Calcaire carbonifère, dans son ensemble, est très fréquemment dolomitique ; Delépine a montré la grande extension de ses dolomies dans le bassin de Namur et dans le Boulonnais. On peut, dans le Boulonnais, se rendre compte de la liaison intime qui existe entre le phénomène de la dolomitisation des calcaires et l'épisode géologique qui leur a donné naissance : dans les bancs rocheux partiellement dolomitisés la dolomitisation se poursuit par zones parallèles au banc. Ainsi peut-on voir, sous la masse importante des calcaires non dolomitiques qui forment ce qu'on nomme dans le pays « le marbre Lunel », un premier banc complètement dolomitisé à sa partie supérieure, non dolomitique à sa base, et principalement fait en ce point de calcaire coquiller ; puis au-dessous, un banc fait au sommet d'un calcaire à tabulés riche en cristaux de dolomie qui repose sur un calcaire coquiller de plus

en plus pauvre en dolomie et qui s'appuie lui-même sur une roche complètement dolomitique dont toute texture primitive a disparu ; plus bas un troisième banc d'abord oolithique puis coquiller, et non dolomitique, devient à sa base une véritable dolomie où l'on voit les traces de Lithostrotions et de Syringoporas. Au-dessous

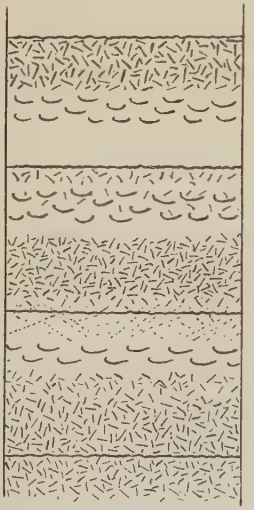


Fig. 115. — Succession des faciès dolomitiques, sous le marbre Lunel, dans le Calcaire carbonifère du Boulonnais.

encore on trouve d'autres bancs dolomitiques, et plus bas reprennent des calcaires non dolomitiques (fig. 115).

Dans d'autres régions appartenant aux mêmes horizons (Landelies, en Belgique, vallée de la Sambre) on voit parfois dans une série non dolomitique un banc dolomitisé, et qui garde avec continuité ce caractère.

On a beaucoup discuté sur l'origine de la dolomitisation des calcaires et émis à ce propos des avis divers. Beaucoup d'auteurs ont été frappés de la relative richesse en magnésie de certains organismes tels que alcyonnaires (15,73 0/0 de CO^3Mg), échinodermes (jusqu'à 14 0/0), mélobésiées (jusqu'à 27 0/0) et se sont demandé si la décomposition de ces organismes n'avait pas été une source de magnésie. Dans les observations que nous avons pu faire nous n'avons jamais vu que des matériaux de cette nature fussent plus particulièrement détruits que d'autres matériaux purement calcaires, et les observations précises que nous avons faites à

leur sujet nous ont au contraire montré l'enrichissement de ces organismes en carbonate de magnésie : tels crinoïdes fixent, par leur réseau, de la dolomie. D'ailleurs la dolomitisation des calcaires nous apparaît comme un phénomène quasi-contemporain de l'époque du dépôt ou qui lui est peu postérieur et nous croyons que l'eau de mer imprégnant avec tous ses sels le sédiment et réagissant sur ce dernier encore chargé de matières organiques en décomposition est la source même de la dolomitisation du calcaire. Il est très fréquent et presque habituel que les dolomies soient fétides et dégagent sous le choc du marteau une forte odeur de H^2S. Nous ne voyons pas que l'on puisse expliquer ce fait autrement qu'en supposant que le sulfate de magnésie de l'eau de mer est à l'origine l'élément actif de la dolomitisation.

S'il est des dolomies dont l'origine doit être cherchée dans une dolomitisation d'un dépôt primitivement calcaire, il en est d'autres dont la dolomie constitue la matière première. Tel paraît être le cas des dolomies qui sont subordonnées soit aux calcaires marneux du Keuper, soit aux grès permiens.

Certaines dolomies du Keuper sont constituées par l'accumulation de très petits rhomboèdres pressés les uns contre les autres. De fins matériaux d'origine détritique, menues lamelles de mica chargées de cristaux de rutile, forment avec de la calcite le ciment qui joint entre eux ces rhomboèdres. Si les matériaux phylliteux sont plus largement répandus dans la roche, la dolomie devient *marneuse*.

Les dolomies subordonnées aux grès permiens sont à peu près constituées de même. Elles sont faites de l'accumulation de rhomboèdres qui parfois sont composés d'un mélange de calcite et de dolomie. Ces rhomboèdres, bien formés, sont joints entre eux par des phyllites à rutile au sein desquelles ont pris naissance de petits cristaux de quartz. Le fait que dans les carbonates on ne trouve aucune particule phylliteuse indique nettement que leurs cristaux se sont développés en toute liberté, et qu'ils ont été sédimentés après leur formation en même temps que les éléments phylliteux qui les moulent.

Des dolomies de ce type, à formation directe des cristaux, représentent des sédiments d'origine lagunaire. La seule concentration des sels dissous dans l'eau de mer peut expliquer la formation de la sédimentation de leur principal constituant.

De même qu'il y a passage de dolomies ainsi produites à des dolomies marneuses, il y a passage aussi de telles dolomies à des grès dolomitiques.

Nous n'avons pas connaissance que des sédiments franchement marins présentent les caractères de ce type de dolomie. Toutefois il y a des sédiments marins que caractérise l'ankérite, et dont les cristaux de ce minéral viennent d'une précipitation directe. Tel est en particulier le cas de certain calcaire ankéritique à foraminifères du Crétacé supérieur pyrénéen. Les foraminifères qu'il contient sont des Rosalines, de petites Globigérines à loges bulleuses et des Textilaires. Ils sont pris dans une masse formée de rhomboèdres aigus d'ankérite. De plus grands cristaux de ce minéral se sont formés dans les loges des foraminifères et sont moulés par de la calcite largement cristalline (Pl. XXIV, fig. 4).

Les calcaires dolomitiques subissent parfois de profondes transformations dont la moindre consiste en la disparition de la calcite qui se trouvait unie à la dolomie. Des *dolomies caverneuses* ont été formées de cette manière. Ce sont des roches de ce type que les *Cargneules* des Alpes auxquelles une structure cloisonnaire due au développement de la dolomie suivant des plans entrecroisés donne un faciès particulier.

CALCAIRES ARGILEUX

On dit d'un calcaire qu'il est argileux quand, étant impur, il contient les produits qu'on a l'habitude de grouper sous le nom d'argile. Si ces produits sont abondants et atteignent ou dépassent la masse même des carbonates de la roche on dit de celle-ci qu'elle est une marne. On se sert également, pour désigner les calcaires argileux, du nom de calcaires marneux.

Ces produits qu'on nomme argile et qui imprègnent les calcaires argileux ou les marnes sont loin d'être représentés seulement par l'argile typique telle que la définissent les minéralogistes. S'il y a lieu de penser qu'ils sont partiellement faits de silicates d'alumine hydratés que leurs compositions chimiques rapprocheraient de la kaolinite ou de l'halloysite, il faut croire en outre

qu'ils sont aussi, et souvent en majeure partie, constitués par des micas blancs du type de la séricite ou par des chlorites. Ces « matières argileuses » sont constamment unies à des minéraux titanifères, tels que rutile ou anatase, et dans beaucoup de cas se comportent comme les matériaux de décomposition de micas titanifères tels que la biotite : les très fines paillettes de biotites ferro-magnésiennes et alcalines se seraient transformées en phyllites chloriteuses ou argileuses. Peut-être aussi doit-on dans certains cas, les considérer comme les produits de décomposition de fragments finement pulvérisés de verres volcaniques acides.

Il y a des calcaires argileux et des marnes dans les très fins résidus desquels l'analyse chimique révèle la présence d'une quantité importante de magnésie et de sesquioxyde de fer La possibilité de la présence d'une phyllite chloriteuse suffit pour expliquer ce fait, mais on peut aussi penser qu'avec les menues particules phylliteuses ont été en outre entraînées dans le sédiment les particules issues de la désagrégation de silicates calco-magnésiens du type des amphiboles ou des pyroxènes.

Voici, à titre d'exemple, d'après Henri Le Chatelier deux analyses de résidus après attaque par un acide faible :

A. Marne de Montreuil (Seine).
B. Craie de Brantigny (Aube).

	A	B
SiO^2	52.40	53,40
Al^2O^3	15,13	22,70
Fe^2O^3	5, 0	6,10
CaO	1,33	0,55
MgO	5.36	1,54
K^2O.	1,36	3.98
Na^2O	0,49	0,58
H^2O combinée	8,36	7,61
H^2O à 105°	10.20	3,76
Total	99,93	100,22

Calcaires argileux et marnes peuvent être d'origines diverses. Il en est que caractérisent des organismes marins et d'autres qui présentent un caractère lagunaire. Dans les deux cas on voit que le calcaire qui, lié à « l'argile », forme le ciment des organismes ou toute la matière du dépôt est constitué par de très petits rhomboèdres de calcite. Ces rhomboèdres sont parfois si petits et le grain de la roche est si fin qu'ils ne se différencient pas des granules d'un calcaire granuleux. La calcite peut d'ailleurs être

accompagnée de dolomie : nous avons déjà dit l'existence de marnes dolomitiques.

Les marnes du Keuper d'Alsace et de Lorraine, qui souvent forment des roches relativement dures, sont ainsi faites de menus rhomboèdres de calcite et de dolomie liés par un ciment phylliteux abondamment chargé de rutile et d'anatase.

Thiébaut a établi que les éléments phylliteux des marnes du Keuper consistaient d'une part en matériaux détritiques tels que le mica blanc, et d'autre part en un silicate alcalin que sa composition chimique rapproche de la glauconie ou de la bravaisite (espèce de chlorite alcaline). L'argile proprement dite en est complètement absente. Le silicate extrait des marnes vertes du Keuper supérieur de Varangéville donne à l'analyse.

SiO^2	Al^2O^3	FeO	MnO	MgO	K^2O	Na^2O
61,16	18,73	7,13	0,25	5,12	5,87	1,72

Certaines couches de l'Oligocène d'Alsace, d'apparence particulièrement « argileuse », présentent une constitution analogue. Ainsi en est-il de la *couche rouge* à laquelle sont généralement arrêtés les sondages entrepris pour la recherche du pétrole. Sa phyllite est principalement micacée : elle contient des minéraux titanifères et des sulfures de fer hématisés.

Les marnes d'origine marine sont presque toujours chargées de petits coccolithes, qu'on met facilement en évidence quand on examine au microscope les matériaux de la marne délitée dans l'eau.

Il est inutile de rappeler l'importance industrielle des calcaires argileux qui peuvent être exploités comme pierres à chaux hydrauliques ou à ciment. Les célèbres calcaires de la Porte de France à Grenoble contiennent environ 24 0/0 d' « argile ».

Nous ne savons pas à quel état se sont déposés les matériaux qui donnent au dépôt sa caractéristique argileuse ou marneuse. S'il s'agit de micas primitivement titanifères et riches en bases diverses nous ignorons si leur décomposition s'est faite sur place ou si les marnes ou les calcaires argileux nous montrent leur phyllite telle qu'elle était au moment de son dépôt. Mais il est hors de doute que cette phyllite même, quelle que fût sa nature au moment de la sédimentation, s'est elle-même en certains cas décomposée dans le sédiment. Ainsi voyons-nous que de petits

cristaux de quartz se sont parfois formés à sa place : ils contiennent les mêmes cristaux de rutiles ou d'anatase que la phyllite primitive. Nous croyons aussi que c'est à une décomposition de même nature qu'il faut attribuer la production des feldspaths potassiques dans certains sédiments.

Quartz et feldspaths sont abondants, avons-nous déjà dit, dans certaines couches du « calcaire coquiller » du Trias. Leur association intime à de menus cristaux d'acide titanique est une raison de penser qu'ils ont tiré leurs éléments d'une phyllite micacée, mais nous ignorons par quel mécanisme. D'autre part le passage que nous pouvons fréquemment observer de calcaires argileux à des calcaires siliceux, et la rencontre dans ces derniers d'êtres planctoniques à coques siliceuses, nous incite encore à penser que la source de silice doit être cherchée à l'origine dans les menues paillettes phylliteuses. Mais en ce dernier cas la décomposition de la phyllite allant jusqu'à la production de silice est antérieure à l'acte de sédimentation : la silice produite prend la forme d'opale et peut se transformer en calcédoine. Dans le premier cas la décomposition de la phyllite est postérieure à l'acte de sédimentation et la silice libre prend la forme de quartz. Nous n'entendons pas par là d'ailleurs que les petits cristaux de quartz se soient formés après la « consolidation » du dépôt : ils sont *contemporains* du dépôt lui-même.

Des calcaires argileux ou des marnes peuvent être parfois caractérisés par les menus organismes dont ils sont chargés. Il existe des *marnes à foraminifères*, et un certain nombre de calcaires à foraminifères que nous avons décrits plus haut pourraient être considérés comme tels, des *marnes à spongiaires*, et celles-ci passent aux gaizes, des *marnes à radiolaires*.

Parmi ces dernières citons les roches du Jurassique supérieur de l'île Rotti (au sud-ouest de Timor) décrites par H. A. Brouwer, riches en radiolaires de formes variées et dont le principal intérêt tient à ce qu'en certains points elles sont chargées de concrétions d'oxyde de manganèse, rappelant ainsi les dépôts qui se font actuellement à de grandes profondeurs.

CALCAIRES GLAUCONIEUX

La glauconie que nous avons déjà rencontrée dans les *grès* sous la forme de grains, charge aussi parfois, et de même manière, les calcaires, principalement d'ailleurs les calcaires gréseux. Le cas est réalisé fréquemment dans les calcaires à foraminifères. La craie que Brongniart appelait jadis *craie chloritée* et qui, dans l'ensemble, représente un faciès de l'étage cénomanien, est une craie glauconieuse. Les craies très fines, pauvres en foraminifères, ne sont pas glauconieuses ; au contraire, les craies à Lagenas dans lesquelles on observe les fragments brisés de divers types d'organismes le sont fréquemment. C'est là un fait qui s'accorde bien avec l'idée que la glauconie se forme en eau agitée.

On trouve des calcaires glauconieux à divers étages de la série des terrains. Il y a dans le « calcaire coquiller » du Trias des faciès glauconieux. Certains d'entre eux sont en même temps dolomitiques.

Des calcaires argilo sableux glauconieux se rencontrent parmi les sédiments carbonifères du Texas, aux États-Unis. La glauconie s'y trouve fréquemment associée au phosphate de chaux. Goldman en met en rapport les principaux niveaux avec les surfaces de discontinuité stratigraphique. Des lits de calcaires glauconieux et phosphatiques qui chargent en Suède les terrains formant la limite entre le Cambrien et l'Ordovicien se présentent de même manière, d'après Fearnsides et Anderson. Il paraît à Anderson que les dépôts à phosphate prédominent dans les faciès littoraux d'eaux peu profondes mais d'un caractère plus pélagique.

CALCAIRES PHOSPHATIQUES

On trouve le phosphate de chaux dans les calcaires : soit sous forme de brouillards diffus isotropes où de la calcite en rhomboèdres a cristallisé, et qui conservent les organismes calcaires ou siliceux, foraminifères, diatomées ; soit en nodules, et parfois avec la texture oolithique, les écailles de l'oolithe mettant en évi-

dence une orientation cristalline ; soit encore sous forme de débris d'ossements.

Certains niveaux de la craie sont particulièrement riches en phosphate de chaux. Dans le Nord de la France, aux environs de Lille, un niveau phosphaté qu'on appelle le Tun constitue une zone imperméable que caractérise, à sa partie supérieure, sa couleur jaunâtre et son aspect vernissé. Les niveaux de craie phosphatée sont d'ailleurs relativement abondants. Gosselet en a défini nettement les caractères et a montré que les couches de craie riches en phosphates étaient séparées les unes des autres par des couches de craies blanches ou d'un blanc jaunâtre beaucoup plus pauvres en phosphates. Les couches riches reposent sur un banc de craie pauvre durcie à sa partie supérieure et perforée par des organismes. Elles débutent par un conglomérat fait de nodules durs, roulés, d'aspect vernissé et eux-mêmes perforés. La couche de craie au-dessus de laquelle s'est déposé le conglomérat a été durcie après et pendant sa perforation. Les cavités en sont remplies par de la craie phosphatée riche. Zittel rapporte les perforations dont il vient d'être question à des moules d'éponges cornées. La teneur en P^2O^5 de la craie varie généralement de 2 à 18 0/0, mais peut atteindre en certains cas 50 0/0.

La craie des Alpes comprend également des niveaux de calcaires phosphatiques. Ils sont en même temps gréseux et glauconieux, et sont, en tant que calcaires, formés d'une craie à Globigérines et Fissurines. Cette craie est chargée de zones phosphatées irrégulières où l'on reconnaît encore la présence des organismes dont le test a résisté à la phosphatisation. On y voit aussi des oolithes à écailles de phosphate dont le noyau est fait d'un grain de quartz, et des grains arrondis de phosphate pris parfois eux-mêmes dans les zones phosphatées.

Il est des faciès gréseux qui témoignent du remaniement d'un calcaire gréseux phosphatique dans un calcaire phosphaté, lui-même gréseux. Le calcaire remanié montre des grains de quartz d'un volume plus réduit que celui des grains de la roche matrice : c'est un sédiment fin qui fut remanié, et dont les morceaux ont été transportés dans un sédiment plus grossier. Nous aurons ultérieurement l'occasion de signaler, pour d'autres matériaux d'origine sédimentaire, des cas du même ordre (Pl. XXIV, fig. 5).

Certaines couches de la craie inférieure des mêmes régions (Vionnaz) montrent, avec des débris d'ossements de poissons,

des morceaux de calcaires à Lagenas, Globigérines et Rosalines phosphatisés. Des articles de crinoïdes, en calcite, pressés les uns contre les autres, dont le réseau est devenu ferrique, les joignent (Pl. XXIV, fig. 6).

Les « phosphates » de Tunisie, en particulier des gisements de Tebessa et de Gafsa sont des marnes et des calcaires phosphatiques. Ils sont d'âge éocène. Les couches de marnes et de calcaires alternent ; elles reposent sur des argiles salifères et gypsifères et sont recouvertes par des calcaires coquillers. Les calcaires phosphatiques qui constituent les couches riches exploitées sont formés de petits grains de phosphates, de 1 à 2 millimètres de diamètre, pétris de diatomées et qu'accompagnent quelques esquilles d'ossements. Le ciment de ces grains ne contient pas de diatomées et est fait de très menus rhomboèdres de calcite.

Les marnes contiennent des nodules qui, d'après de Launay, sont tantôt faits de seul phosphate et tantôt faits de calcaire, mais recouverts d'un enduit phosphaté. D'après le même auteur, les couches exploitées contiennent de 60 à 70 0 0 de phosphates et l'analyse donne en moyenne pour une couche les constituants suivants (Gafsa) :

$3CaOP^2O^5$	60
CO^3Ca	13
SO^4Ca	7
$F^2O^3 + Al^2O^3$	1,5
H^2O combinée	2
Matières organiques	4
Résidu insoluble	8
Matières diverses (sels de Potasse, de Soude, de Magnésie)	4,5
	100,0

Tous ces calcaires phosphatiques sont marins. Considérés dans leur ensemble, on voit qu'ils résultent, les uns, de la phosphatisation de sédiments à foraminifères, les autres, de la phosphatisation de sédiments à diatomées, mais l'on peut observer des passages des uns aux autres. Ceux qui furent à l'origine un sédiment à foraminifères contiennent en général des portions qui ont été phosphatisées sur place et des morceaux venus d'ailleurs, remaniés à l'état de grain. Collet explique la phosphatisation du calcaire en imaginant que l'ammoniaque dégagé par la décomposition de matières organiques réagit sur le phosphate de chaux en solution dans l'eau de mer et donne du phosphate d'ammonium. L'acide phosphorique du phosphate d'ammonium déplace l'anhydride

carbonique du calcaire et donne du phosphate de chaux. Des expériences ont prouvé la réalité de cette réaction : des organismes calcaires abandonnés dans du phosphate d'ammonium se sont transformés en phosphate de chaux.

S'il y a bien en certains cas phosphatisation d'organismes calcaires, nous croyons cependant que la phosphatisation du dépôt s'est accomplie en général avant que son ciment calcique ait été formé. C'est nécessairement le cas des dépôts à diatomées. D'ailleurs, les mêmes réactions s'appliqueraient encore : la décomposition des matières organiques précipitant le sulfate de chaux de l'eau de mer engendre des carbonates qui, en présence du phosphate d'ammonium, d'autre part naissant, provoque la précipitation du phosphate de chaux. De petites masses phosphatiques ainsi élaborées, entraînées par le jeu des courants, forment les dépôts du type de ceux de Gafsa et de Tebessa.

Mais si des réactions de cette nature sont possibles et expliquent la phosphatisation du calcaire, ou plus généralement la phosphatisation d'un dépôt marin, le principal problème posé par les phosphates n'est pas de ce fait résolu. Ce problème, c'est, ainsi que l'a mis en évidence Cayeux, celui de l'origine de la « concentration du phosphate de chaux en des points d'élection du fond des mers ». Cayeux lui-même a montré que la solution devait en être cherchée dans ce fait qu'il existe une connexion étroite entre les gisements de phosphate et les ruptures d'équilibre des anciennes mers. Ces ruptures d'équilibre déterminent la destruction d'innombrables êtres marins qui fournissent ainsi, à une certaine époque, par leur substance même, tout l'acide phosphorique qui, par les réactions que nous avons indiquées, pourra être fixé dans les sédiments.

D'ailleurs, il est très remarquable qu'au Sud du Cap de Bonne-Espérance, à l'Agulhas Bank, là où un courant chaud venant de l'équateur rencontre un courant froid venant de l'Océan glacial du Sud, on ait pu draguer des concrétions phosphatées. La rencontre des deux courants permet sans doute la destruction d'êtres marins, dont la matière contribue à former les concrétions, ainsi qu'a pu faire le changement de régime des anciennes mers provoqué par leurs ruptures d'équilibres.

Nous ne parlons ici que des calcaires phosphatiques et nous dirons plus tard ce que sont les gisements de phosphates qui ne sont pas ou qui ne sont plus subordonnés à des calcaires. Il est, d'autre

part, certains types de calcaires phosphatiques dont l'origine n'est pas marine et que nous ne pouvons passer sous silence. Ce sont ceux qui se forment actuellement dans les îles coralliennes océaniques, là où les déjections des oiseaux ont accumulé des guanos. Les dépôts formés aux dépens des débris des îlots coralliens et qui consistent principalement en dépôts graveleux peu cohérents, plus ou moins riches en foraminifères, sont imprégnées par les eaux du lessivage des guanos et deviennent, en se solidifiant, des calcaires phosphatés. Le cas en a été maintes fois signalé.

DE DIVERS AUTRES TYPES DE CALCAIRES IMPURS

Les sels divers que l'eau de mer contient en solution sont susceptibles d'imprégner, à l'état de chlorures et de sulfates, les dépôts qui se sont faits dans des lagunes pendant la période d'évaporation. Ces dépôts, à constituants salins, sont souvent marneux, et leurs caractères lithologiques essentiels sont ceux des marnes lagunaires : les carbonates calciques ou calco-magnésiens ont cristallisé sous forme de menus rhomboèdres que réunit une trame faite de paillettes phylliteuses. Le chlorure de sodium peut imprégner ces marnes sans que du sulfate de chaux soit nécessairement présent. De la pyrite de fer s'est, en général, substituée à d'anciens organismes végétaux.

En même temps que des chlorures, le sédiment peut être chargé de sulfate de chaux qui s'y montre, suivant les cas, soit anhydre (anhydrite), soit hydraté (gypse), et qu'accompagnent fréquemment des cristaux de sulfate de strontium (célestine). De tels sédiments marneux alternent d'ailleurs généralement avec d'autres sédiments essentiellement faits de chlorures ou de sulfates et que nous décrirons plus loin.

Nous ferons également mention des calcaires chargés de soufre, souvent nommés *calcaires solfifères*, et qui sont associés à des sédiments gypsosalifères.

Les calcaires solfifères de Sicile appartiennent au Miocène supérieur (Pontien). D'après de Launay, les calcaires imprégnés de soufre alternent avec des argiles noires schisteuses, et l'ensemble

des couches repose soit sur le tripoli à diatomées, soit sur un calcaire stérile. Au sommet de la formation se trouve du gypse. Dans le calcaire, le soufre est presque toujours à l'état amorphe : il y forme de petites veinules, des noyaux, des lentilles. La teneur moyenne en soufre des couches exploitées est de 24 0/0. Des hydrocarbures imprègnent ces terrains. Certaine théorie leur attribue la formation du soufre : le sulfate de chaux serait réduit à l'état de sulfure qui, au contact de l'air, donnerait un précipité de CO^3Ca et dégagerait H^2S. Des polysulfures se formeraient alors, et du soufre, en même temps que du carbonate de chaux, se précipiterait. Une autre théorie donne un rôle prépondérant à des bactéries ; les unes, *sulfobactéries réductrices*, provoquent la réduction des sulfates, et les autres, *sulfobactéries oxydantes*, oxydent l'hydrogène sulfuré et produisent à ses dépens de l'eau et du soufre. Le soufre ainsi formé s'accumulerait dans leurs cellules. Au cas où l'hydrogène sulfuré vient à manquer, les bactéries oxydent le soufre et le transforment en acide sulfurique qui, en présence des carbonates, donnerait des sulfates sur lesquels agissent les sulfobactéries réductrices.

Les *calcaires bitumineux* sont généralement des roches caverneuses dans les cavités desquelles on trouve des hydrocarbures oxydés. Il est souvent impossible de dire si le calcaire est le gisement originel des hydrocarbures ou si ces derniers proviennent d'ailleurs. Dans certains cas cependant, on peut observer que les rhomboèdres de carbonate qui forment le calcaire se sont développés en s'imprégnant régulièrement d'hydrocarbures, et c'est là une raison de penser que l'imprégnation du dépôt est au moins contemporaine de sa cristallisation. L'examen des calcaires asphaltiques d'Alsace (Lobsann), nous a montré, d'autre part, que le carbonate de chaux s'en était tout d'abord déposé à l'état mou, comme celui des oolithes. C'est ultérieurement qu'il a cristallisé. Si la précipitation de ce carbonate de chaux est liée au développement d'organismes végétaux du groupe inférieur des algues, comme il nous est apparu en certains cas pour le calcaire des oolithes, ne serait-ce pas à la décomposition des algues elles-mêmes que fut due la production des hydrocarbures qui, répandus dans les druses de la roche, la rendent actuellement asphaltique. Ainsi l'algue par les réactions propres à sa vie aurait, tout d'abord, provoqué la précipitation du carbonate de chaux formant une trame qui l'emprisonnait, puis, dans ces conditions toutes parti-

culières se serait décomposée et aurait, du fait de sa nature spéciale, donné naissance aux hydrocarbures. On trouve bien d'ailleurs, dans les calcaires asphaltiques de Losbann, des traces de microorganismes assimilables à de petites algues, mais il est difficile de dire si ces microorganismes ont un rapport direct avec les hydrocarbures ou s'ils furent seulement conservés grâce à la présence de ceux-ci.

Ainsi en est-il des sédiments d'Esthonie, d'âge silurien, producteurs d'hydrocarbures, auxquels a été donné le nom de *Kuckersite* et qui, généralement marneux, sont chargés de vestiges organiques qu'il y a lieu de rapporter à des algues.

CALCAIRES LACUSTRES, TUFS ET TRAVERTINS

CALCAIRES LACUSTRES

Beaucoup de calcaires dont l'origine lacustre est incontestable présentent une telle similitude de caractères qu'il nous paraît utile de les envisager à part : ils frappent tout d'abord l'observateur par la finesse de leur grain et par leur teinte souvent très claire, d'un blond rosé. Nous nous bornerons à dire ce que sont quelques-uns d'entre eux. Aucune étude d'ensemble n'en a d'ailleurs encore été faite.

Le calcaire d'âge lutécien, à *Planorbis pseudo-ammonius*, de Bouxviller, en Alsace, repose sur des marnes à lignites et s'est déposé dans une dépression qui devait exister sur l'emplacement actuel de la vallée du Rhin. Les couches de calcaire compact alternent avec des couches sableuses. Les restes de *Lophiodon* qu'on a tirés de l'ensemble du gisement l'ont rendu célèbre.

Les nombreux restes de gastropodes que contient le calcaire (Limnées et Planorbes) ont recristallisé. On voit au microscope, en lames minces, les sections de masses à contours irréguliers, faites de calcite cristalline en mosaïque au sein d'une pâte à peine translucide. Il faut assimiler ces masses de calcite au remplissage de vides qui, primitivement, existaient dans le calcaire, car elles se présentent aussi dans l'intérieur des coquilles des gastropodes. Quant à la pâte, elle a le grain très fin et est faite de

menus cristaux de carbonate de chaux de dimensions granulaires, souillés d'un peu d'argile. En certaines places, des masses ovoïdes plus claires correspondent à des imprégnations siliceuses: des petits rhomboèdres de spath y ont cristallisé. Enfin, dans toute la pâte, on voit de nombreux et menus débris calcaires et charbonneux qui proviennent certainement d'organismes variés mais dont on ne peut préciser la véritable nature. Après attaque à l'acide, ce calcaire laisse un très faible résidu argileux qui part comme un louche, et quelques grains de quartz roulés ou en éclats.

Le calcaire lacustre de Bouxviller formé des bancs superposés qui montrent fréquemment un faciès bréchique. Parfois, ce faciès n'apparaît qu'à la partie supérieure d'un banc. L'on voit que le banc sous lequel est situé le banc bréchique est marneux à sa base ; et c'est également du calcaire marneux qui lie entre eux les morceaux anguleux de la brèche. Parfois, le ciment de ces morceaux est seulement fait d'un calcaire plus tendre. D'autres fois, certains bancs sont tout entiers bréchiques et, en quelques points, prennent une texture graveleuse : la répartition de ces zones graveleuses se fait sans aucune régularité dans la masse du banc ; de la calcite largement cristalline en moule les éléments.

Au sommet du Portlandien du Boulonnais, on trouve des épisodes lacustres. Les roches en sont de divers types. Il y a des argiles à débris de végétaux, des calcaires blonds compacts où l'on voit aussi les restes de fines tiges végétales, des calcaires de même couleur pétris de petites coquilles dont seul le moule interne est conservé et qu'on rapporte, les unes à des Anisocardes, les autres à de petites Paludines, des sables fins où l'on voit des Cypris, enfin des calcaires concrétionnés *en choux-fleurs*. Les calcaires compacts sont constitués par une accumulation de grains de calcaires granuleux associés à des débris de Cypris ; le calcaire granuleux formant même parfois le moule interne des deux valves de ces crustacés. Le ciment de ces éléments est fait de calcite grenue. Autour de certains des grains, on voit une croûte oolithique fibreuse.

Les calcaires *en choux-fleurs* sont des concrétions qui se sont développées dans certaines parties des sables. Elles sont de calcite translucide en lame mince et ont emprisonné des grains de sable autour de certains desquels s'est déposée une croûte oolithique.

Planche XXV

Fig. 1. — ***Calcaire lacustre,*** de type brèchique (Miocène inférieur de l'Orléanais). Des morceaux auguleux noirs sont remaniés dans une roche blanche : à droite, la roche noire ; à gauche, la roche blanche.

Gr. : *38 diamètres. Lumière naturelle.*

Fig. 2. — ***Calcaire lacustre*** (Eocène du Roc de Chère, Savoie). Le calcaire est gréseux et de type pisolithique.

Gr. : *11 diamètres. Lum. nat.*

Fig. 3 et 4. — ***Silex*** des calcaires lacustres de Brie : ***Meulière de Brie*** (Oligocène inférieur). Masse de calcédoine plus ou moins caverneuse, plus largement cristalline en certaines places et, dans ce cas, tenant la place des zones occupées par la calcite limpide dans les calcaires non silicifiés.

Gr. : *30 diamètres. Fig. 1 : lum. nat. ; fig. 2 : nicols croisés.*

Fig. 1

Fig. 2

Fig. 3

Fig. 4

Nous rappellerons la généralité des épisodes lacustres au Portlandien supérieur. C'est l'étage des couches de Purbeck en Angleterre, où alternent des couches lacustres et des couches saumâtres. Le *marbre de Purbeck* est formé par l'accumulation de débris de Paludines.

Les épisodes lacustres furent particulièrement développés à l'ère tertiaire dans le bassin de Paris. Nous nous bornerons à l'étude de ceux qui sont situés au-dessous et au-dessus des sables de Fontainebleau : calcaire de Brie à la base, calcaire de Beauce au sommet.

Le *calcaire de Brie* est formé par l'accumulation de très menus granules de calcite pris dans une fine trame siliceuse. Parfois (calcaire de Lagny) l'on voit au microscope des plages irrégulières de calcite en mosaïque dans lesquelles la calcite granuleuse forme des grains. Les *meulières* sont un faciès très siliceux de ces calcaires, qui fut décalcifié (Pl. XXV, fig. 3 et 4). Elles sont généralement faites de calcédonite finement cristallisée dans laquelle sont pris de très menus granules de carbonate de chaux. On voit, en outre, les vestiges d'organismes dont la forme fait songer à des spores.

Dans le *calcaire de Beauce*, on voit des gastropodes, entiers ou fragmentés, répartis dans une masse de calcaire granuleux chargé de débris variés. On observe, en lames minces, des parties claires qui se détachent sur des parties foncées et dont l'arrangement rappelle des filasses végétales. D'ailleurs, ces filasses sont parfois moulées par de la silice qui souligne nettement la texture de tiges herbacées. Les vestiges de Characées s'y montrent fréquemment. On voit encore, comme dans les calcaires de Bouxviller, des masses de calcite cristalline en mosaïque à contours irréguliers, remplissages de vides.

Ce calcaire de Beauce prend parfois un faciès bréchique : des morceaux noirs anguleux semblent nager dans un ciment blanc. Ciment et morceaux noirs ont même nature pétrographique et, cependant, la roche est véritablement bréchique, c'est-à-dire que les morceaux noirs sont des éléments remaniés dans leur ciment : on y voit, en effet, que les masses de calcite en mosaïque qu'ils contiennent sont brusquement interrompues à leur contact avec le calcaire blanc (Pl. XXV, fig. 1).

Des *meulières* accompagnent le calcaire de Beauce. Elles résultent de la silicification du calcaire primitif, et l'on y retrouve

toutes les particularités de la texture de celui-ci. La calcédoine en forme la matière. Des graines et des tiges de *Chara*, partiellement silicifiées, sont souvent très abondantes. La décalcification des parties non silicifiées donne à la *meulière* sa structure caverneuse.

TUFS ET TRAVERTINS CALCAIRES

Lorsque les eaux pluviales chargées d'anhydride carbonique, après avoir été absorbées par des terrains perméables, rencontrent des calcaires, elles se chargent de bicarbonates de chaux. Si elles viennent à sourdre, dans des conditions qui permettent soit leur évaporation rapide, soit l'absorption, à leur source même, pour une cause quelconque, de l'anhydride carbonique qu'elles contiennent, elles laissent déposer du carbonate de chaux : un *tuf calcaire*, dit aussi *travertin*, se forme. Au débouché de la source, des végétaux peuvent être imprégnés du calcaire libéré. Des talus couverts de petite végétation sur lesquels ruisselle l'eau calcareuse offrent des conditions favorables à la formation des travertins. Il est d'ailleurs vraisemblable que les végétaux, par leur avidité pour l'anhydride carbonique, influent directement sur la décomposition des bicarbonates et, par conséquent, sur la précipitation de CO^3Ca.

Des eaux thermales sont souvent riches en sels de chaux et peuvent, à leurs griffons, déposer des masses importantes de carbonate de chaux. Ainsi se forment des travertins calcaires. Il en est de célèbres : tels ceux des sources du Mammouth, aux Etats-Unis, et de Hammam-em-Eskoutine, en Algérie, tels aussi ceux de la Campagne romaine. Ces travertins sont faits de calcite concrétionnée.

Lorsque les eaux sont particulièrement agitées à leur débouché, le calcaire peut se rassembler autour de petits grains de matières étrangères et des oolithes ou pisolithes se forment. La matière de ces pisolithes, dont on peut constater, en certains cas, qu'elle fut d'abord à l'état mou, prit, en se solidifiant, la forme de la *ctypéite*. Ultérieurement, cette ctypéite put se transformer en calcite. A. Lacroix a observé qu'il se formait, à ses dépens, d'une part, de la calcite granuleuse disposée concentriquement à l'oolithe, et suivant ses rayons, et, d'autre part, de la calcite hyaline. Les grains oolithiques tombent quand ils ont acquis un certain

poids et, s'accumulant, ils sont cimentés par des encroûtements d'aragonite fibreuse. Les *dragées de Carlsbad* sont ainsi liées et forment une roche cohérente.

L'eau qui dépose de telles formations sourd à des températures variées. Les sources de Hammâm-em-Eskontine atteignent + 95° C. ; celles de Carlsbad + 73°7. A Madagascar, des tufs et dragées de même type sont produits par des sources aux températures de + 29° ; 43° ; 68° C.

Nous rattacherons à cette catégorie de dépôts des tufs calcaires ou calcaréo-gypseux qui se forment en certaines régions du Sahara. Ils furent étudiés par Rolland, Pomel, Pervinquière et X. Stainier. Il s'agit d'une croûte dure atteignant de 0 m. 30 à 1 mètre de puissance, et qui forme le sol de ces régions. Cette croûte, sorte de carapace, couvre des surfaces considérables d'un manteau continu. X. Stainier distingue les carapaces essentiellement calcaires de celles qui sont principalement gypseuses. Le calcaire est concrétionné ; il est dur et compact au sommet, tendre à la base ; il peut, en agglomérant des fragments de roches variées, prendre la structure d'une brèche ; il repose sur des formations meubles ; il est toujours plus ou moins gypseux. A l'inverse, les carapaces gypseuses sont elles-mêmes calcaires ; elles passent parfois d'une manière insensible au sédiment meuble sous-jacent, lui-même chargé de grumeaux de calcaires et de gypse.

Il est hors de doute que ces formations ont pour origine la montée, vers la surface du sol, d'eaux qui imprégnaient les terrains inférieurs et qui ont déchargé les sels qu'elles contenaient en dissolution, élaborant ainsi un ciment qui durcit le sol, et formant une couche rocheuse qui gagne en puissance par sa base. Le climat de la région en est la cause provocatrice : l'évaporation l'emporte sur les précipitations.

DE LA CONSOLIDATION DES CALCAIRES

Les calcaires qui se sont primitivement déposés à l'état plastique sont devenus cohérents et rocheux en cristallisant. Leur matière a normalement suivi l'évolution qui l'a conduite d'un état amorphe à un état cristallin, sans qu'intervienne pour consolider le calcaire un nouvel apport de carbonate de chaux.

Si le calcaire était primitivement oolithique les intervalles compris entre les oolithes ont été remplis par de la calcite. Il y a eu *production* d'un ciment, qui a fait d'un dépôt meuble un sédiment cohérent. Ce ciment de calcite s'est produit dans tous les calcaires dont les matériaux essentiels sont à l'état de débris, mais il s'est produit parfois en quantité insuffisante pour donner au sédiment la forte cohésion d'une roche dure. Nous pouvons observer que la calcite de ce ciment a cristallisé par précipitation sur les matériaux du sédiment et qu'elle s'est orientée régulièrement sur certains d'entre eux, mais nous ignorons à la suite de quelles réactions. Nous savons que le milieu aux dépens duquel elle cristallisait avait aussi puissance de produire de la silice et que celle-ci a nourri des grains de quartz qui, comme éléments détritiques, se trouvaient dans le sédiment.

La solidification de tels dépôts calcaires fit d'une couche sédimentaire un banc rocheux. Les bancs se superposent et l'on retrouve parfois dans un banc des fragments remaniés de même nature lithologique. Il y a dans ce fait une preuve de la rapidité de la consolidation du dépôt.

Des calcaires durs mettent souvent en évidence dans leur masse des surfaces d'arrachement, dont la section produit les lignes irrégulièrement crénelées qui ont fait appeler « stylolithes » les pierres qui en sont marqués. Ces surfaces d'arrachement sont dues à un retrait de la masse calcaire lors de sa consolidation. Leur direction générale est parallèle à la stratification et elles sont souvent en relation avec de très minces lits phylliteux ou charbonneux.

Dans beaucoup de dépôts marins à foraminifères on observe la cristallisation de petits rhomboèdres de calcite souvent emprisonnés dans une trame siliceuse. Les rhomboèdres se sont produits là où existait la matière protoplasmique du foraminifère et la

silice imprègne cette matière elle-même dont elle reproduit la forme. Fréquemment encore on voit la silice mouler les vestiges d'autres organismes sans constituant minéral propre (algues). La production des rhomboèdres de calcite placés comme nous venons de l'indiquer s'est nécessairement faite pendant la période de décomposition de la matière organique. On conçoit que le dégagement des sels ammoniacaux ait amené la précipitation du carbonate de chaux aux dépens des sulfates tenus par l'eau de mer en dissolution. Quant à la silice d'imprégnation des matières organiques, elle les moule si fidèlement que nous devons en conclure qu'elle s'est substituée à elles dès l'époque de leur enfouissement.

L'imprégnation siliceuse des calcaires dont nous venons de parler pose à la fois le problème de l'origine de la silice et celui de la consolidation de celle-ci.

Dans les calcaires siliceux où l'on voit que la silice a imprégné les vestiges de matières organiques, on peut observer que des traînées siliceuses sont constamment en relation avec des produits « argileux » tels que ceux qui chargent les calcaires argileux. Ces traînées siliceuses sont faites de calcédoine cryptocristalline à laquelle est unie une certaine quantité d'opale. Nous croyons que cette observation est de nature à expliquer l'origine de la silice, que nous tenons pour l'ultime produit de décomposition de matériaux silicatés et généralement phylliteux. Décomposés par des organismes vivants, comme il arrive dans le cas bien connu du développement des diatomées, ces matériaux sont la source originelle de la silice qui sert à l'élaboration des parties squelettiques des organismes siliceux et que fixent des matières organiques en décomposition tels que des protoplasmes de foraminifères ou la substance gélosique des algues. Ainsi peuvent s'accumuler des sédiments calcaires et, originairement, siliceux.

La silice d'imprégnation se consolide soit à la place même où, imprégnant les organismes en décomposition, elle fut sédimentée, soit après s'être concentrée dans le dépôt en certains points particuliers. Dans le premier cas il se forme des *calcaires siliceux* du type des calcaires à radiolaires, ou à foraminifères, ou à spicules que nous avons décrits ; dans le second cas il se forme des *calcaires à silex.*

Le cas des calcaires à silex montre toute la complexité du phénomène de consolidation de la silice, car on voit que celle-ci en se concentrant en certains points particuliers du sédiment, s'est

substituée à des organismes calcaires et bien souvent sans que le dessin de ces organismes ait disparu. Nous ne sommes pas en mesure d'expliquer comment cette substitution s'est produite et à quel état la silice a voyagé dans le dépôt.

Certaines observations que l'on peut faire dans un grand nombre de silex ou de calcaires siliceux montrent toutefois qu'à l'origine la silice, à la place même où nous la voyons, se trouvait sous un certain état différent de l'état cristallin ou de l'état amorphe solide. Si l'expression avait un sens physique précis nous dirions qu'avant d'être cristalline la silice fut d'abord colloïdale, et voici ce qui permet d'en juger ainsi. Dans les traînées siliceuses des calcaires siliceux ou dans de véritables silex on peut observer des inclusions, parfois nombreuses, en forme de rhomboèdres. Ces inclusions sont gazeuses : sur le bord des préparations on voit que, par suite de l'usure des lames minces, les rhomboèdres sont vidés de leur contenu, et le cas se présente naturellement aussi dans les parties centrales quand l'usure a atteint un point de la surface de la forme rhomboédrique. D'autre part on peut observer tous les passages entre ces sortes de rhomboèdres gazeux à angles vifs et des inclusions gazeuses sphériques ; le type intermédiaire est un parallélipipède dont les arêtes et les angles sont émoussés (fig. 116). Ces formes rhomboédriques sont les vestiges de carbonates, et les angles plans qu'on en peut mesurer en font foi, mais nous ignorons de quels carbonates il s'agissait. Primitivement inclus dans la silice « colloïdale », ils furent dissociés et leurs bases absorbées par la silice tandis que l'anhydride carbonique emplissait la cavité. Cette cavité se déforma autant que le lui permit l'état physique de la silice au point considéré qui tendait de l'état « colloïdal » à l'état cristallin. Nous n'avons aucune notion sur les causes qui

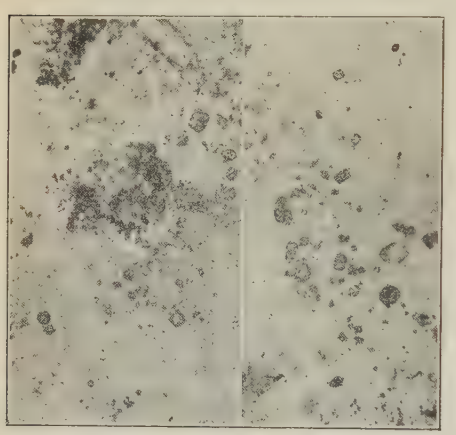


Fig. 116. — Inclusions gazeuses en forme de rhomboèdres à angles vifs, de rhomboèdres à angles émoussés et de sphères dans un silex du *Muschelkalk* de Lorraine.

Gr. : 125 diamètres.

ont provoqué avec une telle constance la dissociation du carbonate. Il s'agit d'ailleurs de cristaux qui furent très petits, dont les dimensions excèdent rarement 0,01 mm. et qui n'ont aucun rapport avec la calcite qui très fréquemment a largement recristallisé dans le silex en même temps que la calcédoine.

SÉDIMENTS SILICO-ALUMINEUX

Nous groupons sous cette rubrique d'une part les roches qualifiées généralement du nom d'argiles, en particulier, les *argiles plastiques*, et d'autre part les roches qui, non plastiques, sont essentiellement faites d'une phyllite, et nous leur rattachons des roches à peu près purement alumineuses. Nous traiterons à part des roches silico-alumineuses que particularise leur richesse en fer.

ARGILES

ARGILES PLASTIQUES

Les argiles plastiques typiques sont des sédiments fins et d'une très grande homogénéité de grains. On les pétrit facilement dans l'eau et elles forment avec celle-ci une pâte grasse. Elles sont souvent chargées d'une forte quantité de petits grains de quartz.

On en connaît à divers étages de la série des terrains. C'est au Landénien supérieur (Sparnacien) qu'appartient l'argile plastique de Paris. Elle repose sur la craie et le calcaire dit *pisolithique* par l'intermédiaire de conglomérats de faible puissance formés de morceaux roulés des roches sous-jacentes. Sa puissance atteint à St-Denis une cinquantaine de mètres. Il s'y intercale des lits de lignites.

L'argile des Flandres est d'âge yprésien et repose dans le Nord sur les sables landéniens. On y trouve à certains niveaux des foraminifères, des pholadomies, des turritelles et des peignes. Son épaisseur atteint 100 mètres. Elle est jaune ou bleuâtre, marquée dans sa masse de traces de tiges herbacées et souvent chargée de concrétions de limonite également traversées par les mêmes traces.

Dans la vallée du Rhin (Soufflenheim en Alsace) on trouve des argiles pliocènes.

Ces diverses argiles sont, ainsi que toutes les argiles plastiques, dites aussi glaises, faites de menus matériaux sableux, de petites

particules phylliteuses du groupe des micas et de l'argile proprement dite et d'une petite quantité de matériaux amorphes alumineux ou siliceux hydratés. Elles sont toujours chargées de minéraux titanifères tels que rutile, anatase, sphène. Normalement elles ne contiennent pas de carbonates cristallins de néoformation. On peut facilement observer, après leur mise en suspension dans l'eau, les particules phylliteuses qui en forment la matière essentielle. Celles-ci consistent le plus souvent en très fines paillettes qui ont la biréfringence du kaolin, et en paillettes de mica du type sericite. Il y a plus ou moins de l'un ou de l'autre de ces deux constituants mais, dans les argiles les plus typiques, le constituant peu biréfringent domine. Il est très difficile de se rendre compte de la véritable nature de ce constituant peu biréfringent. Il présente rarement les extinctions obliques de la kaolinite mais sa formule en est vraisemblablement très voisine.

Il est possible aussi qu'une partie du constituant argileux proprement dit se trouve à l'état d'*halloysite* ; mais nous devons remarquer que la définition minéralogique de l'halloysite manque de précision : sa formule ne la différencie pas de la kaolinite à une certaine teneur en eau près, qui part à température relativement basse, et l'on peut parfaitement considérer ce corps comme une kaolinite ou une phyllite de composition voisine dont l'état de division est poussé très loin et dont une certaine masse a acquis de ce fait la possibilité de fixer de l'eau.

L'étude minéralogique et l'étude chimique des argiles présentent de grandes difficultés. La séparation physique des différents constituants visibles au microscope paraît impossible. Quant à la séparation par les procédés chimiques, tels que le traitement par les acides, elle se heurte à cette propriété des corps très finement divisés d'être attaqués alors que sous la forme où ils ont été définis ils sont réputés inattaquables. Il y a d'ailleurs aussi lieu de penser que des hydrates divers accompagnent les minéraux phylliteux sans que toutefois l'on puisse les discerner physiquement, et qui, s'attaquant en même temps que les silico-aluminates, introduisent une cause d'erreur dans la détermination de la composition de ceux-ci.

Quoi qu'il en soit, on peut admettre que dans la plupart des cas les constituants phylliteux d'une argile sont des micas et de la kaolinite, ou un minéral de même formule. Cela posé et si l'on admet que les alcalis appartiennent complètement au mica, on peut

reconstituer d'après l'analyse chimique la composition minéralogique de l'argile et exprimer celle-ci en un certain pourcentage de mica et de kaolinite.

Les études de Léon Bertrand et Lanquine sur les argiles ont conduit ces géologues à juger que tous les alcalis n'appartenaient pas nécessairement à la phyllite micacée dont une trop petite quantité paraît exister parfois pour expliquer les proportions d'alcalis données par l'analyse ; dans ce cas la reconstitution minéralogique de la roche par l'analyse chimique ne fournirait qu'une composition virtuelle.

Voici d'autre part d'après Dollfus trois analyses d'argiles tertiaires du bassin de Paris.

A. Argile plastique du Sparnacien (argile bleuâtre plastique de Montereau).
B. Argile (dite granitique), de la Lande (Eure).
C. Argile verte du Tongrien (Fresnes-les-Rungis).

	A	B	C
SiO^2	60,26	60,10	49,43
TiO^2	1,50	1,06	1,15
Al^2O^3	26,53	25,39	21,65
Fe^2O^3	0,79 (*)	2,76	8,73
CaO	0,51	0,55	1,00
MgO	0,14	0,21	2,40
K^2O	0,73	1,07	5,58
Na^2O	0,25	0,54	4,28
H^2O	9,29	8,32	6,68
MnO^2			0,10
Total	100,00	100,00	100,00

(*) La proportion de Fe^2O^3 atteint 3,99 dans un type rouge.

Le calcul donne pour l'argile analysée en A :

Silice libre (comptée à l'état anhydre)	29
Muscovite	9,4
Kaolinite	57,8
Acide titanique	1,5
Limonite	1,0
	98,7
CaO + MgO + H^2O non employés dans le calcul.	1,3
	100,00

Ces argiles représentent des dépôts d'eaux peu profondes : les tiges herbacées qui marquent la masse de certaines argiles plastiques le montrent nettement. Il n'y a pas dans une masse d'argile telle que celle de l'argile des Flandres de stratification proprement

dite et la végétation herbacée paraît avoir maintenu le dépôt et s'être développée d'une façon continue à mesure que celui-ci s'épaississait. Les seules différences visibles dans la masse sont dues à des variations de composition du dépôt qui devient plus sableux en certains points.

Les argiles du type de B sont relativement abondantes dans l'ouest du bassin parisien où elles se montrent dans des conditions de gisement si particulières, poches réparties çà et là et jalonnant des lignes de plissements, qu'on a cru jadis devoir leur attribuer une origine éruptive. En les examinant de près, on voit qu'elles sont peu homogènes, étant tantôt formées de zones grossières sableuses à cailloux roulés et à débris usés de feldspaths et de quartz et de zones fines, kaoliniques, qui motivent leur exploitation. Elles viennent sans aucun doute de massifs granitiques anciens et furent amenées par de violents flux d'eau. La teneur en alcalis de l'analyse B n'est pas seulement le fait des phyllites mais aussi celui des menus débris de feldspath que contient l'argile.

Les argiles du type de C appartiennent à la catégorie des *glaises vertes* de l'Oligocène inférieur du bassin de Paris. On les trouve au-dessus d'un complexe marneux de caractère lagunaire et elles se répartissent sur une puissance de 4 à 5 mètres étant très intimement liées à leur sommet au calcaire lacustre de Brie. Ce sont encore argiles représentant un type de dépôt très peu profond. D'après Dollfus, elles se seraient accumulées sur de vastes étendues avec des caractères d'assez grande uniformité et représenteraient les vestiges de marécages côtiers. Leur richesse particulière en potasse et en fer suggère l'idée qu'elles purent être glauconieuses.

Certaines argiles, souvent peu plastiques, sont essentiellement marneuses. Tel est le cas des argiles kimeridgiennes et portlandiennes du Boulonnais. Outre le carbonate de chaux dû aux organismes, tels que Astartes, Anomies, Ostreas qu'elles contiennent normalement, on y trouve une proportion importante de petits rhomboèdres de calcite. La phyllite micacée unie aux petits prismes de rutile y paraît prédominer la phyllite argileuse.

Il s'agit là d'argiles marines : elles contiennent ces petits organismes calcaires appelés Coccolithes qu'on rapporte à la classe des flagellates. D'autres argiles ont des caractères analogues : telles sont les argiles du Crétacé pyrénéen, devenues schisteuses par action mécanique, et qui contiennent des Coccolithes en abondance ; elles sont en outre à foraminifères (Globigérines).

Alors qu'une argile plastique telle que l'argile des Flandres ou l'argile sparnacienne de Paris n'a pas d'autre délit caractéristique que celui qu'on produit *par arrachement* en en séparant les masses, les argiles impures, marneuses, présentent des délits très particuliers d'autre type. Certaines d'entre elles ont un délit conchoïde qui fait se fragmenter la roche en nodules ovoïdes aplatis de plus en plus petits. D'autres sont fissiles et se débitent comme des schistes, mais il s'agit d'une structure primordiale du dépôt due à l'hétérogénéité primitive de celui-ci et non d'une structure acquise à la suite d'actions mécaniques : le plus souvent le cas est réalisé dans les argiles pyriteuses qui par oxydation superficielle engendrent du gypse dont les couches fines sont étalées dans le sens de la stratification. Les argiles du Boulonnais nous présentent précisément de bons exemples de ces types de délit. Par place, et en certaines couches, elles sont riches en morceaux de phosphate de chaux constitués par des moules internes de coquilles, des débris d'ossements de poissons et d'ichtyausaures, et des fragments de végétaux ligneux. Se chargeant de grains de quartz elles passent aux sables. Elles sont franchement marines mais représentent des dépôts d'eaux peu profondes et on les voit alterner avec des calcaires marneux qui, pendant l'époque de leur dépôt, ont été recouverts d'une hauteur d'eau de plus en plus faible.

Dans les argiles plastiques du type de l'argile des Flandres nous avons dit que des concrétions limoniteuses se sont produites. Il se forme, dans les argiles marneuses, des concrétions calcaires, elles-mêmes marneuses, dans lesquelles un retrait a parfois produit des fentes qui furent ultérieurement remplies par des cristaux de calcite, de sorte qu'une sorte de cloisonnement de la concrétion fut élaboré : on donne aux concrétions de ce type le nom de *septarias*. Des *argiles à septarias* se rencontrent dans l'Oligocène de la vallée du Rhin Elles atteignent dans l'Allemagne du Nord une puissance de 160 mètres.

Quelques auteurs assimilent à des dépôts profonds des argiles du type de celles qui surmontent les dépôts supérieurs à foraminifères des Barbades et dont nous avons déjà parlé. Molengraaf a fait l'étude des dépôts de ce type provenant des îles de Bornéo et de Timor. En un point de Timor (Noil Tobee) affleure une argile solide, mais devenant plastique quand elle est humidifiée. Elle est riche en nodules de manganèse. Deux à trois mètres

d'une telle argile dont la couleur varie du jaune au rouge et au brun se trouvent superposés à des calcaires. On trouve dans l'argile des dents de requins. D'après H. A. Bouwer cette argile est faite en majeure partie d'un constituant très fin qui n'a pas été déterminé avec précision et qui contient des fragments de plagioclases, de roches volcaniques, feldspathiques ou vitreuses, et de quartz clastique. Les nodules de manganèse sont faits d'oxydes impurs, riches en fer et en silice : ils sont formés d'écailles superposées.

La présence dans cette argile de nodules de manganèse écailleux conduit Molengraaff à la conviction qu'il s'agit d'un dépôt abyssique assimilable à l'*argile rouge* qui se dépose en certains points des mers actuelles dans les grands fonds. Il paraît cependant prouvé que les nodules de manganèse peuvent actuellement se trouver non seulement dans les grands fonds mais aussi à des profondeurs oscillant entre 10 et 200 mètres. D'ailleurs la constitution même de l'argile n'est pas un argument qu'on puisse invoquer en faveur de l'origine profonde d'un tel dépôt : les matières volcaniques qui le constituent suffisent à en expliquer la genèse. Ces argiles sont d'autre part associées à des roches siliceuses à radiolaires. Elles sont d'âge mesozoïque et il y a lieu de les rapprocher des marnes à radiolaires de Rotti dont nous avons parlé plus haut.

Constitutions chimiques.

A. Argile rouge de Timor.
B. Argile rouge des Barbades.
C. Argile rouge actuelle des grands fonds.

	A	B	C
	—	—	—
SiO^2	57,6	60,99	56,12
TiO^2	0,6	3,63	2,01
Al^2O^3	19,2	17,40	14,29
Fe^2O^3	7,1	6,95	10,94
MnO^2	traces	1,24	1,62
CaO	1,2	—	1,65
MgO	1,4	2,62	1,43
K^2O	traces	0,50	1,95
Na^2O	2,3	1,95	3,34
$H^2O -$	6,2	—	—
$H^2O +$	4,0	4,72	6,92
Total	99,6	100,00	100,27

GORES ET TONSTEINS

On rencontre, parmi les sédiments, des bassins houillers du centre de la France, et dans la région de la Sarre des roches auxquelles on a généralement donné le nom de *Gores blancs* en France et de *Tonstein* en Allemagne. Ce sont des roches dures, d'un blanc grisâtre et d'un grain fin, onctueuses, mais parfois un peu rugueuses. Elles s'écrasent dans l'eau, plus qu'elles ne s'y délitent à la façon d'une argile plastique. Au microscope, on voit qu'elles sont faites de très menues paillettes d'un minéral qui a généralement la biréfringence des micas blancs. De petits grains, très réfringents, qui paraissent assimilables à du sphène, chargent cette matière. On n'y voit pas, comme dans les argiles plastiques, de petites baguettes de rutile.

Les bancs de Tonstein du bassin de la Sarre ont, en général, une puissance de 10 à 20 centimètres. Ils sont parfois gréseux et passent aux grès. Voici, d'autre part, d'après Langrognc et Bergerat, une analyse qui montre bien leur nature essentiellement silico-aluminense.

SiO^2	47.41
Al^2O^3	38,60
MgO	0,02
CaO	0,23
K^2O	0,49
H^2O	13,50
Total	100.54

Le calcul donne :

Silice libre	1,9
Muscovite	4,1
Kaolinite	93,2
CaO + MgO + H^2O non employés	0,8
	100,0

Cette constitution n'est qu'une constitution virtuelle. Le composant phylliteux paraît être homogène et assimilable à la *leverriérite*.

Ces roches qui, dans le bassin de la Sarre, sont d'un gris clair, tranchent par leur couleur sur les schistes noirs auprès desquels on les trouve; elles évoquent l'idée d'une fine poussière de cendres.

ARGILES A DÉLIT SCHISTEUX

En pays de langue anglaise, on distingue les argiles plastiques massives (*clays*) des argiles à délit schisteux (*shales*) ; et les auteurs anglais et américains attribuent à la pression des masses sédimentaires superposées à ces dernières, l'origine actuelle de leur structure. Il y a lieu de remarquer que les argiles à délit schisteux sont, le plus souvent, très intimement unies à des formations sédimentaires de dominantes minéralogiques différentes, mais d'origine semblable, étant, par exemple, associées à des calcaires qui chargent leur masse de petits lits très minces : l'hétérogénéité du dépôt suffit à expliquer le délit d'apparence schisteuse et nous croyons que la pression normale à la direction de stratification ne fait que rendre le fait plus nettement visible en réduisant l'épaisseur des parties plastiques, tandis que les parties non plastiques restent intactes.

Quoi qu'il en soit, un grand nombre d'argiles de caractère schisteux sont décrites sous le nom de *shales*. Les analyses globales qui en ont été faites, montrent qu'elles sont, en général, ou plus siliceuses que les argiles plastiques à dominante kaolinique, ou plus calciques et magnésiennes que celles-ci ; mettant ainsi en évidence la nature de l'impureté qui les charge et dont la répartition régulière est, avant tout, la cause de leur délit. Elles ne paraissent pas d'ailleurs être aussi riches en kaolinite, ou minéral voisin de cette espèce, que les argiles plastiques, et leur phyllite caractéristique paraît être, en bien des cas, le mica. Le nom de *shale* est, d'ailleurs, étendu à d'autres roches, et l'on s'est servi souvent de ce terme pour désigner des argiles qui furent laminées à la suite d'un phénomène d'origine tectonique.

SCHISTES ET ARDOISES

Toute roche phylliteuse feuilletée est un schiste. Les ardoises sont des schistes très fins qui se délitent en minces feuillets réguliers et plans. Les schistes et les ardoises ont l'aspect lustré et cet aspect est dû à la très grande quantité des lamelles phylliteuses très fines, et pressées les unes contre les autres, qui les constituent.

Les Allemands nomment *Thonschiefer* certains schistes de massifs anciens. Ils peuvent être ardoisiers. On voit au microscope qu'ils sont essentiellement constitués par un feutrage de mica blanc et d'une matière isotrope, de même réfringence, assimilable à une chlorite et chargée de rutile en très fines baguettes, qu'on a souvent comparées à des *chevreux hachés* (Pl. XXVI, fig. 3). Dans cet ensemble, il y a, çà et là, de petits nodules de chlorite, et de très menus morceaux de quartz. Parfois, dans la roche, on voit en outre des rhomboèdres d'un carbonate.

Dans les Vosges, les schistes de Steige, d'âge inconnu, mais anciens, tirent une certaine célébrité des actions de contacts qu'ils ont subies de la part des granites. Ils sont faits de nombreuses lamelles de mica blanc et l'on y voit encore des cristaux noduleux de chlorite. Ils sont, par places, chargés d'oligiste en très menus cristaux et, dans certains échantillons, l'on peut observer des cristaux trapus de rutile. On ne voit rien dans la roche qui puisse être, avec certitude, rapporté à un constituant argileux.

Les ardoises des Ardennes françaises, d'âge cambrien, ont été minutieusement étudiées par Renard, qui a montré qu'elles étaient minéralogiquement constituées par de très fines particules de muscovite (séricite), chlorite, quartz, hématite, rutile. Ces minéraux, dans les ardoises violettes de Fumay, atteignent les proportions suivantes :

Séricite	40,69
Quartz	41,41
Chlorite	7,75
Oligiste	6,23
Rutile	1,55
Apatite, calcite, etc.	3,21
	99,74

Les proportions de rutile peuvent atteindre, dans certaines ardoises, 2,5 0/0; dans les schistes les plus riches en rutile, elles n'excèdent pas 3 0/0. Si, dans l'examen des lames minces de roche, ce minéral paraît abondant, c'est que son faciès, ses hautes réfringences et biréfringences, le mettent bien en vue.

Toutes les ardoises sont essentiellement faites de séricite et de quartz. Il en est qui sont, en outre, caractérisées par un élément particulier : matières charbonneuses ou graphite, chlorite, hématite, paillettes d'oligiste noires, magnétite, oxyde de man-

ganèse, pyrite. Elles prennent, suivant l'élément accessoire dominant, des couleurs noires, vertes, rouges ou violacées. Aux ardoises riches en ménus cristaux de magnétite on donne, en Ardennes, le nom d'« ardoises aimantifères ». Quelques ardoises unissent à leur phyllite micacée une phyllite kaolinique : les proportions de celles-ci sont toujours inférieures à celle du mica.

Composition chimique des schistes et ardoises :

A. Schistes de Steige (Vosges d'Alsace).
B. Ardoise violette de Fumay (Ardennes).
C. Ardoise pourpre, Vermont (Amérique, U. S.).
D, Ardoise noire — —

	A	B	C	D
SiO^2	57,42	61,57	61,29	59,70
TiO^2	0,12	1,31	0,77	0,79
Al^2O^3	27,32	19,22	16,24	16,98
Fe^2O^3	8,16	6,63	4,63	0,52
FeO	0,79	1,20	2,62	4,88
MgO	0,89	2,00	2,99	3,23
CaO	0,66	0,22	0,60	1,27
K^2O	3,26	3,63	5,27	3,77
Na^2O	traces	0,93	1,38	1,35
H^2O	2,77	3,25	3,16	3,82
Eléments divers.	—	—	1,14 (*)	3,74 (**)
Total . . .	101,39	99,96	100,09	100,05

(*) Eau hygrométrique, 0,56 ; Pyrite, 0,04 ; CO^2, 0,54.
(**) Eau hygrométrique, 0,70 : C, 0,46 ; CO^2, 1,40 ; Pyrite, 1,18.

Le délit des *schistes* est plus grossier que celui des *ardoises*. Il ne se fait pas nécessairement dans le sens de la stratification de la couche. Dans le cas des ardoises, le *clivage* ne se fait presque jamais dans ce sens. C'est Baur, de Duren, bergmeister allemand, qui, en 1846, tenta le premier de donner une explication du feuilletage des ardoises. Il montra que leur clivage a pris naissance lors du contournement des couches et qu'il paraît résulter d'une pression normale au sens de son développement Il émit l'idée que ce clivage est dû à une *tension interne* qui se produit lorsque les couches, étant soumises à une pression, ne peuvent céder davantage à celle-ci. L'anglais Sharpe, ignorant les idées de Baur, publia lui-même, en 1847, les résultats d'observations qui le conduisaient à des idées semblables. Il s'appuyait, en outre, pour les étayer, sur la découverte de fossiles déformés dans les couches de schistes.

Les deux principales régions d'exploitation des ardoises sont, en France, l'Ardenne et l'Anjou. En Ardenne, c'est à Fumay et à Rimogne, en terrain cambrien, que sont situés les centres les plus importants. Les ardoises ardennaises sont fort estimées pour la couverture des maisons : elles sont légères et ne contiennent pas de minéraux oxydables tels que pyrite. Les ardoises de l'Anjou, d'âge ordovicien, se débitent en grandes dalles et sont souvent utilisées comme tables de billards. On voit très bien, dans ces divers gisements, que le clivage s'est fait obliquement à la direction de stratification des couches. Celles-ci sont plissées, et souvent assez fortement pour que les flancs des plis aient été étirés : c'est dans les parties non étirées qu'on trouve l'*ardoise*. Sur de grandes distances, on arrive à suivre les *veines*, c'est-à-dire les couches primitives, aux dépens desquelles se sont faites les ardoises.

Il est peu de gisement où le clivage ardoisier ne soit pas oblique à la direction primitive des couches ; quant à la schistosité des schistes, elle s'est certainement souvent faite parallèlement à la direction de stratification. Sans même observer les conditions de gisement, on peut juger si l'on est dans l'un ou l'autre cas, lorsque les échantillons examinés sont de constitutions hétérogènes et contiennent des lits plus sableux ou plus pyriteux ; ainsi la direction originelle de stratification se trouve-t-elle marquée.

Outre le délit ardoisier, on observe dans les masses d'ardoises des *joints* espacés qui lui sont à peu près perpendiculaires et suivant lesquels peut se débiter la roche.

Les ardoises avaient leur composition minéralogique essentielle actuelle avant que des actions mécaniques ne leur aient donné leur direction de clivage. Les ardoises vertes aimantifères de Deville, en Ardennes, étaient déjà chargées d'octaèdres de magnétite : le cristal a été déplacé pendant que les actions dynamiques se sont fait sentir et les vides qui se sont formés en avant et en arrière de sa masse ont été remplis par du quartz et de la chlorite de néoformation.

Sur les faces des ardoises et sur les plans de fissilité des schistes, tels que les schistes de Steige, on voit de petits plissottements simulant des ondulations, dus aux glissements des particules micacées les unes contre les autres. On reconnaît, dans les schistes de Steige, que ces fines ondulations atteignent la masse des cristaux de cordiérite altérés qui chargent les schistes non loin du

granite, montrant ainsi que le métamorphisme fut antérieur à leur plissement. Certaines ardoises ardennaises montrent sur leurs faces comme un arrachement des paillettes de séricite.

Les ardoises, les schistes ardoisiers ou les schistes, sont des sédiments fins phylliteux qui alternent ou se trouvent en contact avec des sédiments plus grossiers.

Les schistes de Villé, confinant aux schistes de Steige sont constitués par un mica blanc, ou teinté de rouge violacé par du fer oligiste, et chargés de grains de quartz, ou bien encore formés par l'alternance de lits quartzeux et de lits micacés.

Les ardoises du Cambrien d'Ardenne alternent avec des quartzites plus ou moins phylliteux et des schistes durs phylliteux, feuilletés et pouvant parfois se débiter en grandes dalles. Les géologues belges donnent le nom de *phyllades* aux couches phylliteuses, et de *quartzophyllades* à des roches faites de minces lits alternes de phyllades et de quartzites.

Les ardoises du Vermont (Etats-Unis), appartiennent, les unes au Cambrien inférieur, les autres à l'Ordovicien. Les ardoises cambriennes alternent avec des lits de quartzites sériciteux chargés, çà et là, de rhomboèdres de carbonates, ou bien sont associées à des schistes (*shales*) et alternent avec de minces lits de calcaires. Les ardoises siluriennes sont plus ou moins calcareuses et également associées à des lits de quartzite et de calcaires.

DE QUELQUES VARIÉTÉS DE SCHISTES

AMPÉLITES

Il y a des schistes noirs riches en matières charbonneuses. Certains d'entre eux sont, en même temps, pyriteux, et assez fortement pour servir à l'amendement des terres de vignes ; on les désigne, à cause de cette propriété, sous les noms d'*ampélites* ou de *schistes ampéliteux*.

On trouve dans le Westphalien belge un important développement de schistes ampéliteux. Il en est en France aussi et parmi eux quelques-uns sont à *graptolites*. Barrois les a décrits dans le Silurien de Bretagne : ils forment des couches minces d'une roche de grain très fin, qui alternent avec des sédiments plus gros-

siers sans graptolites. Dans l'Anjou, les ampélites à graptolites alternent avec des phtanites à radiolaires et graptolites.

SCHISTES BITUMINEUX

Chargés de matières charbonneuses, les schistes peuvent l'être aussi de bitume, c'est-à-dire de produits complexes susceptibles de dégager des hydrocarbures : on leur donne, en ce cas, d'une manière générale, le nom de schistes bitumineux. Certains d'entre eux peuvent livrer à des dissolvants appropriés (éther, sulfure de carbone, chloroforme), une certaine proportion d'hydrocarbures, mais d'autres ne peuvent dégager des hydrocarbures que s'ils sont chauffés : ces hydrocarbures, souvent appelés huiles, ne sont alors qu'un produit de distillation des bitumes qui imprègnent la roche.

Des études précises ont été récemment faites aux États-Unis sur les schistes bitumineux de ce pays. Des schistes bitumineux de bonne qualité sont noirs ou d'un brun-noir, mais blancs bleuâtres ou blancs quand ils sont altérés. De grains très fins, ils sont souvent souples et deviennent remarquablement flexibles lorsque le dépôt est finement lité. Ils contiennent une large proportion de matières charbonneuses qui consistent en restes de végétaux inférieurs. Ils sont plus lourds que le charbon et leur poids spécifique atteint 1,60 ; les schistes les plus riches en bitumes étant plus légers que les schistes maigres.

Un important gisement de schistes bitumineux se trouve aux confins du Wyoming, de l'Utah et du Colorado, à l'Est du Grand lac Salé. Il est d'âge éocène et comprend de minces lits de schistes bitumineux interstratifiés dans des schistes pauvres ou stériles plus ou moins sableux, des grès et des calcaires oolithiques. La formation éocène complète comprend à la base l'*étage de Wasatch*, qui se montre pratiquement stérile, puis à la partie moyenne l'*étage de Green River* qui contient les schistes bitumineux et enfin l'*étage de Bridger et de Uinta* sans intérêt pratique. L'épaisseur de la formation bitumineuse dans l'Utah peut être estimée à 600 mètres. Elle paraît moindre dans le Colorado. Les teneurs les plus courantes en huile des diverses couches schisteuses varient entre 45 et 90 litres par tonne ; la proportion de sulfate d'ammoniaque oscille autour de 3 livres. Les schistes qui, par distillation, donnent 14 0/0 de leur poids n'en abandonnent, en général, que

1 0/0 au traitement par le sulfure de carbone. Moins de 10 0/0 de l'huile qui peut être distillée peut donc être extraite par le sulfure de carbone. D'autre part, ces schistes donnent de 45 à 79 0/0 de cendres, soit une moyenne de 60 0/0.

A l'Est des Etats-Unis, dans les formations de l'Ordovicien, du Dévonien inférieur et supérieur, et peut-être au Carbonifère inférieur, on trouve aussi des schistes bitumineux. Les « black shales » du Dévonien ne donnent pas plus de 38 à 45 litres d'huile et de 1 livre de sulfate d'ammoniaque à la tonne.

Enfin, dans le Montana et l'Ydaho, les terrains permiens de la « Phosphoria formation » associent des *black shales* et des schistes de diverses couleurs à des lits de phosphates. La teneur en huile atteint, en quelques cas, 90 litres par tonne de schistes.

Les schistes bitumineux d'Autun, en France, sont aussi d'âge permien. A la base de la formation, ils sont associés à des calcaires magnésiens qui contiennent des fossiles d'eau douce ; dans la partie moyenne, à des schistes argileux et forment la principale exploitation dont les couches donnent de 45 à 90 litres d'huile à la tonne. Au sommet, ils sont associés à des *bog-heads*, roches d'origine essentiellement organiques et qui se comportent comme des charbons bitumineux. Les grès permiens reposent en discordance sur cet ensemble.

Citons encore les schistes bitumineux d'Ecosse, dont l'âge est dinantien, et qui alternent avec des marnes et des grès. Certaines couches fournissent 120 litres d'huile à la tonne.

La *Kuckersite*, de Kuckers, en Esthonie, que nous avons déjà signalée, est une marne riche en organismes marins calcaires qui possède cette propriété des schistes bitumineux de produire des hydrocarbures (parfois 350 litres à la tonne) quand on la chauffe, sans en laisser dissoudre dans leurs solvants habituels. Elle contient des vestiges d'algues uni-cellulaires.

Les schistes bitumineux font partie de la catégorie de dépôts qu'on qualifie de *sapropélites*. Ce sont des marnes ou argiles, entendues dans leur sens le plus général, qui font corps avec du *sapropèle*. Le sapropèle résulte de l'accumulation et de la putréfaction à l'abri de l'air d'une infinité d'organismes de petite taille ou de débris d'organismes : des êtres planctoniques ou vivant en *fleurs d'eau*, tant animaux que végétaux, mais principalement des algues gélatineuses et huileuses, en paraissent être la matière. Se sédimentant avec de fins matériaux détritiques, ces êtres variés

forment le dépôt dont l'évolution donnera le schiste bitumineux.

Cette évolution est fonction de la pression et des conditions de putréfaction. On peut penser que celles-ci ont parfois pour effet de donner rapidement des hydrocarbures fluides qui tendront à quitter le sédiment constamment pressé pour gagner des dépôts poreux avoisinants. Si la putréfaction convertit toute la matière organique en produits fluides, ceux-ci pourront quitter le schiste dans lequel il n'en restera que des traces. Tel paraît être le cas de beaucoup de gisements où l'on voit des sables pétrolifères à côté d'argiles ou de schistes stériles : argiles ou schistes seraient, en réalité, la roche mère du pétrole. Mais si le mode de putréfaction ne fournit pas d'hydrocarbures fluides, le schiste bitumineux se forme, qui sera bien générateur d'hydrocarbures, mais ne les contiendra pas directement, ou n'en contiendra que très peu. Ainsi, avons-nous vu que le dixième à peine de la totalité de l'huile qui peut être distillée d'un schiste peut en être extrait par des solvants.

Les dépôts des argiles sapropéliques qui produisent les schistes bitumineux se sont faits en eaux tranquilles. Les grands dépôts éocènes de l'Utah, du Colorado, évoquent l'idée de formations lacustres. Les schistes d'Autun et d'Ecosse paraissent provenir de dépôts lagunaires.

SCHISTES DE TYPES DIVERS

Les schistes bitumineux sont parfois assez riches en débris de poissons pour mériter le nom de *schistes à poissons*.

D'autres schistes sont également caractérisés par certains groupes d'organismes. Il en est que caractérisent les radiolaires et où ceux-ci sont si abondants qu'on leur peut donner le nom de *schistes à radiolaires*. Ils sont bien développés dans le Dévonien de la région de la Bruche (Vosges d'Alsace). Souvent noircis par des matières charbonneuses, assez finement lités, ils alternent avec des grauwackes riches en restes de végétaux fossiles. Leur caractère est nettement détritique et l'on voit au microscope qu'ils sont faits de menus grains de quartz clastiques, de paillettes de mica et chlorite. Le squelette des radiolaires est lui-même devenu chloriteux. Ces schistes contiennent aussi des spicules d'éponges.

Citons encore les *schistes à Cypridines* du Dévonien supérieur :

de couleur rosée ou vert jaunâtre, essentiellement micacés, ils se débitent en minces plaquettes ; ils contiennent, en outre, du carbonate de chaux en abondance formant à la fois le mince test des ostracodes et des masses cristallines. Ils sont fréquemment charbonneux et pyriteux et parfois, le mica se faisant rare ou venant à manquer, ils deviennent des calcaires dont la schistosité est due à l'orientation en bandes des matières charbonneuses. Connus dans le Dévonien supérieur ardennais, ils forment aussi un faciès particulièrement caractéristique du Famennien de l'Eifel, de la Westphalie et du Hartz.

L'association d'éléments organiques de nature calcaire tels que débris de coquilles diverses à des éléments clastiques comme micas et quartz, fournit des roches d'un caractère aberrant qui peuvent être aussi bien classées parmi les schistes que parmi les calcaires. Dans les régions montagneuses où les actions mécaniques ont souvent déformé les organismes au point de les rendre méconnaissables, et dont le calcaire a parfois complètement recristallisé, de telles roches prennent l'aspect de *schistes calcarifères* (ou *calcareux*) ou bien encore de *calcaires phylliteux* si le carbonate de chaux devient abondant par rapport à la phyllite.

Ainsi saisissons-nous le passage des schistes aux calcaires. On conçoit qu'ils peuvent aussi passer aux grès, aux quartzites, aux psammites et aux phtanites.

ARGILES RÉSIDUELLES, LATÉRITES ET BAUXITES

ARGILES RÉSIDUELLES

Le nom d'*argiles résiduelles* est donné aux « argiles » formées sur place par décomposition de certaines roches.

Des terres kaoliniques, dont la *kaolinite* est le minéral essentiel, se forment aux dépens de roches acides de la famille du granite, mais dans des conditions qu'il est difficile de préciser et qui ne paraissent pas, en beaucoup de cas, être celles qui président aux altérations superficielles : beaucoup d'auteurs en rapportent l'origine à des phénomènes pneumatolitiques.

La décomposition des roches cristallophylliennes, essentiellement micacées, fournit des « matières argileuses ».

E.-F. Grout signale le cas de la décomposition d'un micaschiste à staurotide de Morrisson County (Minnesota). La roche devient plastique et peut être modelée, contenant encore une forte proportion de mica qui serait partiellement décomposé : les cristaux de staurotide restent intacts dans la matière argileuse qui présente la composition chimique suivante (A) :

	A	B
SiO^2	57,20	41,71
TiO^2	1,52	—
Al^2O^3	18,23	34,61
Fe^2O^3	11,04	4,58
FeO	—	6,88
MgO	1,02	0,22
CaO	0,72	1,16
Na^2O	0,61	0,11
K^2O	0,98	traces
Perte au feu	5,96	12,69
Eau d'imprégnation	2,48	—
Total	99,76	101,96

Le même auteur donne encore la composition d'un gneiss décomposé (Renville County, Minnesota) (B), et signale, d'autre part que, dans le S.-O. de l'Etat de Minnesota, les roches archéennes recouvertes par les sédiments crétacés sont toujours transformés en argiles blanches. L'argile qui a par place 150 mètres d'épaisseur passe au granite *pourri*. Les produits du lavage d'un de ces granites fournissent à l'analyse les constituants suivants :

SiO^2	45,92
$FeO + Fe^2O^3 + Al^2O^3$	39,84
H^2O	14,12
Total	99,88

Cette constitution chimique est voisine de celle de la kaolinite, mais il n'est pas précisé sous quelle forme en sont les produits et s'ils viennent de la décomposition des feldspaths ou de celle des micas.

Les argiles résiduelles de ce type ont fourni la matière des argiles sédimentaires crétacées qui surmontent les gneiss décomposés et qui ont, dans le Minnesota, un très important développement.

Ces argiles, et à la fois les argiles résiduelles et les argiles sédimentaires qui en dérivent, sont souvent si riches en alumine

que les proportions de cet élément surpassent la quantité nécessaire à la saturation de la silice dans la formule de l'argile proprement dite. L'excès d'alumine s'y trouve à l'état d'hydrate, et vraisemblablement sous la forme de l'hydrate $Al^2O^3\,H^2O$, constituant essentiel de la roche à laquelle on a donné le nom de Bauxite, et que nous étudierons plus loin. De telles argiles ou matières argileuses sont nommées *argiles bauxitiques*.

Des argiles bauxitiques ont été, d'autre part, signalées dans l'Ayrshire, en Ecosse, mais c'est à partir de roches volcaniques qu'elles ont été produites. L'époque du « Millstone grit » est caractérisée dans cette région par l'émission de produits volcaniques formant des coulées de basaltes et des lits de cendres. G.-V. Wilson a établi qu'à leurs dépens furent élaborées des argiles bauxitiques soit à l'état d'argiles résiduelles formées *in situ* sans désagrégation mécanique de la roche mère, soit à l'état de produits de remaniement de ces argiles résiduelles entraînées dans des lagunes peu profondes. Cette dernière origine peut, seule, être invoquée pour expliquer certaine couche argileuse découverte dans la même région (Kello Water) par Mac Gregor, dans un ensemble de grès et d'argiles sableuses dépourvu de tout niveau volcanique.

Le type le plus alumineux des argiles de l'Ayrshire (Saltcoats) a la composition suivante :

Al^2O^3	50,9
SiO^2	30,9
TiO^2	3,02
Fe^2O^3	0,85
H^2O.	14,70

La roche est souvent pisolithique et l'on constate que les pisolithes sont encore plus alumineux que la masse principale. La kaolinite se laisse reconnaître à l'examen pétrographique dans ces argiles, et l'on peut calculer que ses proportions varient de 64,3 à 71,2 0/0, tandis que les proportions d'alumine, libre de silice, oscillent entre 26,7 et 18,5 0/0, et les proportions d'eau entre 5,4 et 4,0 0/0. La plus grande part de l'hydrate d'alumine se trouverait à l'état de monohydrate. Les pisolithes contiendraient 43 0/0 de kaolinite et 50 0/0 de monohydrate d'alumine.

Ces argiles bauxitiques proviennent d'un basalte et l'on peut montrer par une série d'échantillons tous les passages d'un type

de roche à l'autre. Il est très remarquable qu'une argile bauxitique quasi exempte de fer puisse provenir d'une roche riche en fer. G.-V. Wilson en cherche la raison dans la circulation d'agents réducteurs ayant permis la solubilisation du fer et son entraînement sans que les composés alumineux fussent chassés. Une végétation luxuriante développée en milieu humide en ces régions avant le dépôt des « Coal Measures », et provoquant par sa décomposition la formation de gaz des marais et d'oxyde de carbone aussi bien que d'anhydride carbonique et d'hydrocarbures, en aurait été la cause première.

LATÉRITES

Dans les pays de climat tropical il s'élabore, aux dépens des roches éruptives ou cristallophylliennes, les roches auxquelles on a donné le nom de *latérites*. Elles furent l'objet d'études précises de Arsandaux, Max Bauer, Fermor, A. Lacroix.

La latérite proprement dite est une masse d'apparence argileuse colorée en jaune rougeâtre ou en rouge vif. Elle présente parfois une texture pisolithique : les pisolithes d'un rouge-brun sont enrobés dans une matière terreuse, plus ou moins friable, de couleur rose pâle ou rougeâtre.

De telles latérites dérivent de roches massives cristallines et le passage des unes aux autres est marqué par des types où l'on reconnaît encore la texture de la roche originelle : ces types de passage, directement en contact avec la roche intacte, forment ce que A. Lacroix nomme la *zone de départ* ; graduellement elle passe à la *zone de concrétion* formée de latérite, dans laquelle toute trace de texture de la roche originelle a disparu. Cette dernière est parfois surmontée d'une « cuirasse » ferrugineuse.

Par extension, les roches de la zone de départ sont encore appelées latérites : leur composition varie en fonction de celle de la roche qui leur donne naissance. A. Lacroix les différencie en :

1° latérites gibbsitiques, ainsi nommées de la gibbsite, dite aussi hydrargillite (hydrate d'alumine cristallisé de formule $Al^2O^3 3H^2O$). Elles se forment principalement aux dépens de gabbros, de syénites néphéliniques et de quelques granites ;

2° latérites ferrugineuses, formées aux dépens des péridotites et dans lesquelles les silicates ferro-magnésiens fournissent des produits colloïdaux ferriques plus ou moins alumineux ;

3° latérites kaoliniques, dites aussi argiles latéritiques, formées aux dépens des micaschistes.

Les latérites gibbsitiques qui proviennent des syénites néphéliniques mettent en évidence la cristallisation de l'hydrate d'alumine $Al^2O^3\,3H^2O$ sous la forme de lamelles enchevêtrées. C'est aux dépens de feldspaths, quelle que soit leur nature, que se produit l'hydrate cristallin. Les autres éléments sont épigénisés par des produits colloïdaux. La roche transformée prend une texture vacuolaire. Parfois il s'y produit, outre l'hydrate cristallin, un peu d'argile amorphe. La transformation de la roche en une latérite de ce type est brusque : on ne voit, en aucun point de passage graduel entre la roche fraîche et cette latérite.

Quelques granites, à Madagascar, s'altèrent en latérites gibbsitiques de couleur claire et même blanche. Des paillettes d'hydrargillite se développent dans les fissures des feldspaths ; elles forment comme des cloisons et sont noyées dans un produit amorphe colloïde dont l'analyse donne : SiO^2 24,8 ; Al^2O^3 51,8 ; H^2O 23,4. Parfois de la kaolinite a cristallisé dans les intervalles des cloisons d'hydrargillite qui forment le squelette du feldspath altéré.

Ces latérites sont donc un peu argileuses, mais essentiellement gibbsitiques.

Les latérites kaoliniques formées aux dépens des micaschistes sont, au contraire, peu ou pas gibbsitiques. Le passage est graduel entre la roche intacte et la roche transformée. De la kaolinite et des hydrates de fer et d'alumine colloïdaux se sont produits aux dépens des micas qui furent, semble-t-il, progressivement privés de leurs alcalis ; les hydrates colloïdaux sont d'autant plus abondants que la décomposition de la roche est plus intense.

La zone de concrétion est caractérisée par une concentration des hydrates alumineux ou ferriques. Les latérites gibbsitiques, dans cette zone, montrent le développement d'hydrargillite en des points où elle ne pouvait directement se produire.

La cuirasse qui parfois recouvre la zone de concrétion est essentiellement ferrugineuse. C'est elle qui contient les latérites pisolithiques. Les pisolithes sont des nodules ou des concrétions écailleuses ferrugineuses appliquées sur un noyau de nature quelconque. Ils sont faits d'un hydrate de fer ayant la composition de la limonite ($2Fe^2O^3\,3H^2O$) et que A. Lacroix nomme *stilpnosidérite*. A cet hydrate de fer est associé souvent un

hydrate d'alumine, et c'est tantôt l'hydrate à 3 molécules de H^2O, tantôt l'hydrate à 1 molécule. Parfois de l'hydrargillite cristallise dans les fentes des pisolithes. En dehors de la formation pisolithique, la roche ferrugineuse de la cuirasse est faite elle-même du mélange de stilpnosidérite (accompagnée parfois de limonite), d'un hydrate d'alumine colloïdal et d'hydrargillite.

Analyse des latérites :

A. Latérite gibbsitique de syénite néphélinique (Ile Kassa, Los).
B. Latérite de schiste micacé (Siguiri, Soudan).
C. Latérite pisolitique (Siguiri, Soudan).

	A	B	C	
SiO^2	0,37	46,4	0,72	
Al^2O^3	57,12	35,9	50,62	
Fe^2O^3	7,41	—	17,69	
TiO^2	0,90	0,7	1,02	
CaO	0,17	1,3	0,17	
MgO	—	—	—	
Na^2O	0,26	1,8	—	
K^2O	0,37	4,3	—	
H^2O	38,71	8,9	25,80	
R. insoluble	0,30	—	6,23	(quartz)
Total	100,61	99,3	100,00	

A donne au calcul :

$Al^2O^3\ 3H^2O$	86
$2Fe^2O^3\ 3H^2O$	9
$2SiO^2\ Al^2O^3\ 2H^2O$	1

B contient 2 0/0 d'hydrates et 98 0/0 de silicates phylliteux ; la décomposition se faisant plus forte on arrive à des roches qui contiennent 32,9 0/0 d'hydrate contre 67,1 0/0 de silicates phylliteux. La composition de ces derniers se rapproche de plus en plus de celle de la kaolinite.

C peut être interprété de la manière suivante :

$2SiO^2\ Al^2O^3\ 2H^2O$	7
$Al^2O^3\ 3H^2O$	77
Fe^2O^3	19

L'alternance de saison humide et de saison sèche paraît être la cause qui provoque la formation des latérites. L'imbibition des roches au moment des pluies permet une intense circulation d'eau

qui provoque les décompositions qui donnent à la zone de départ son caractère. Quand les pluies cessent, le sol se desséchant, les solutions sont attirées vers la surface par capillarité et la zone de concrétion se forme ou s'accroît.

ARGILES RÉSIDUELLES DE TYPES DIVERS

Les argiles résiduelles et les latérites que nous venons de signaler étaient produites aux dépens de roches éruptives ou cristallophylliennes. Il en est qui émanent de roches sédimentaires.

On conçoit qu'un calcaire argileux puisse, par décalcification, livrer sur place son argile et qu'un dépôt se produise essentiellement fait d'une « argile résiduelle ». C'est de cette manière que se sont constituées les masses d'argiles résiduelles qui couvrent les sédiments crayeux du bassin de Paris. La décalcification de la craie s'est faite irrégulièrement et a atteint la roche plus profondément en certaines places qu'en d'autres, aussi l'argile a-t-elle l'air parfois de remplir des poches. On voit très bien que ce n'est là qu'une apparence en suivant les cordons de silex restés sur place et à peine déformés dans l'argile et qui se raccordent à ceux des bancs de la craie. D'ailleurs, l'érosion agissant sur le dépôt meuble ainsi formé a pu en charrier les matériaux et constituer un sédiment argileux. On nomme, dans le Nord, *argile à silex* ce sédiment, et l'on donne à l'argile résiduelle restée sur place le nom de *bief à silex*.

Tous les débris siliceux qui ne sont pas susceptibles d'être dissous chargent cet argile et la décalcification va de pair avec l'oxydation du fer, d'où la teinte rougeâtre de la masse. Aucune étude précise n'a encore été faite sur le constituant « argileux » ou « ferrugineux » des argiles résiduelles de la craie.

La production d'argiles résiduelles se fait aux dépens des calcaires les plus durs, mais avec une intensité plus ou moins forte. Les *terres rouges* ou *terra rossa* sont des argiles de décalcification.

C'est encore comme argiles de décalcification qu'il y a lieu de considérer les dépôts dits *sidérolithiques* qui, en divers points de l'Europe, marquent la fin de l'Eocène et le début de l'Oligocène. Ils sont d'origine résiduelle mais ont été le plus souvent remaniés. Ils consistent en une argile jaunâtre chargée de grains de limonite. A l'Oligocène inférieur on les voit, dans le Jura et aux

abords du Massif Central, tantôt en couches et tantôt semblant remplir des poches des calcaires jurassiques. Les grains ou pisolithes de fer sont des concrétions qui se sont formées sur place. Des analyses de A. Carnot ont mis en évidence qu'ils n'étaient pas seulement ferrifères, mais aussi alumineux et siliceux, les proportions d'alumine pouvant atteindre jusqu'à 23 0/0 et les proportions de silice 11 0/0 (le fer oscille alors autour de 50 0/0, et l'eau autour de 15 0/0).

BAUXITES

Les hydrates d'alumine sont le principal constituant des *bauxites* qui paraissent, elles-mêmes, être issues de produits de décalcification. Les bauxites sont ferrugineuses. Elles forment dans les Bouches-du-Rhône, aux Baux, près d'Arles, une nappe dont la puissance atteint environ 6 mètres et qui est directement superposée à la surface corrodée de calcaires blancs de faciès urgonien. A la partie supérieure de la nappe on voit 10 ou 30 centimètres de bauxite remaniée, puis, au-dessus, des calcaires et des argiles bigarrées lacustres qui appartiennent au Crétacé supérieur. Elles correspondent donc à une période d'émersion caractérisée par une lacune due à l'absence de l'Aptien supérieur et de l'Albien. Dans l'Hérault, les bauxites reposent sur les calcaires du Jurassique supérieur dont la surface est aussi corrodée ; elles sont là recouvertes par l'Albien.

La teinte générale de la bauxite est le rose rougeâtre. Elle est parfois pisolithique. Aux Baux, certains échantillons de bauxite montrent des pisolithes enrobés par de petites masses de calcite.

D'après Arsandaux la bauxite des Baux, traitée par l'acide chlorhydrique, donne 65,6 0/0 de parties inattaquées contre 34,4 0/0 de parties attaquées. Le résidu inattaquable ramené à 100 fournit :

Perte au feu 24,2 ; Al^2O^3 70 ; SiO^2 2,4 ; TiO^2 3,5.

La partie attaquée se compose de :

Fe^2O^3 12,2 ; Al^2O^3 15,3 ; H^2O 5,9.

La perte au feu est de 6,7 à 250° ; 15,6 à 600° ; 20,7 à 900°.

Le même auteur en soumettant à une discussion l'analyse des bauxites de France arrive aux conclusions suivantes :

1° L'alumine, dans ces bauxites, se trouve à un état d'hydratation

voisin de $Al^2O^3H^2O$ (Al^2O^3 : 85 ; H^2O : 15) et cet état est indépendant de la teneur en fer de la roche ;

2° L'oxyde de fer est voisin de l'état anhydre ;

3° L'oxyde de titane qui n'est jamais, dans les bauxites, individualisé sous forme cristalline, s'y trouve probablement sous forme d'acide métatitanique, TiO^3H^2 ;

4° La silice fait partie d'une combinaison alumineuse hydratée amorphe, comparable à celle des argiles.

Tous les éléments des bauxites sont d'ailleurs amorphes. A. Lacroix a signalé le cas de formation de latérites aux dépens d'argiles sédimentaires (Guinée). L'hydrate d'alumine proviendrait de la transformation d'un silicate alumineux colloïdal. On peut concevoir que les bauxites doivent leur origine à un phénomène du même ordre. Elles proviendraient de l'évolution d'une argile de décalcification.

SCHISTES ET ARDOISES ALTÉRÉS

Sous nos climats, les schistes en s'altérant superficiellement deviennent boueux. Les schistes argileux, s'imprégnant d'eau, peuvent donner des argiles de caractère plastique. On cite le cas d'infiltrations d'eau qui s'étant produites dans d'anciens travaux de mines aux environs de Liège ont transformé un schiste houiller en une argile sur une épaisseur de 0 m. 10 en sept siècles.

Quelques études ont été faites en Amérique sur les produits d'altération superficielle des schistes et ardoises. D'après Merrill des « black shales » passent à des argiles rouges en perdant 57,7 0/0 de SiO^2 ; 8,78 0/0 de Fe^2O^3 ; toute leur chaux ; 28,16 0/0 de MgO ; 77,95 0/0 de K^2O et 99,64 0/0 de Na^2O. Toute l'alumine reste.

Ces résultats ne concordent pas avec ceux que l'on peut déduire de certaines analyses faites sur les ardoises et leurs produits d'altération, de Lehig County (Pensylvanie). L'enrichissement en alumine des roches altérées est nul ou à peine sensible et les alcalis sont le plus souvent aussi abondants dans la roche altérée que dans la roche fraîche, ce qui exclut toute idée de transformation de la muscovite en argile.

DE L'ORIGINE DES ROCHES PHYLLITEUSES SÉDIMENTAIRES

Ces roches sont essentiellement détritiques et le principal problème qu'elles posent est celui de l'origine de la phyllite qui les caractérise. Celles d'entre elles qui sont à constituant argileux tirent, au moins en dernier ressort, leur phyllite argileuse d'argiles résiduelles. Elles ne posent donc pas directement d'autre problème que celui de l'origine même des argiles résiduelles.

Nous avons vu que des terres kaoliniques ont été formées aux dépens de roches cristallines diverses. Tout le problème se trouve donc être ramené à l'étude des conditions dans lesquelles ces terres kaoliniques peuvent prendre naissance.

C'est à partir de minéraux silicatés ou de verres volcaniques qui sont comme des silicates fondus que la kaolinite, ou un minéral chimiquement semblable à cette espèce, peut se produire. Il y a élimination d'alcalis ou de bases alcalino-terreuses.

Nous savons qu'il se produit de la kaolinite par actions secondaires spéciales (pneumatolyse, phénomènes hydrothermaux) et nous savons aussi qu'il s'en produit quand des roches sont, dans des conditions toutes particulières, soumises à un certain mode d'altération superficielle : c'est le cas des argiles latéritiques et des argiles bauxitiques. Dans ce que nous pourrions appeler les conditions normales d'altération, et nous entendons par là celles qui président à l'altération superficielle des roches silicatées sous des climats tels que nos climats tempérés actuels, nous ne voyons pas se produire de phyllites argileuses. Les cas de production d'argiles à partir des silicates sont donc liés à certaines conditions dont la réalisation nous paraît, à l'époque actuelle, relativement rare ; mais il est fort possible que dans les périodes géologiques anciennes, et à certaines époques, ces conditions se soient trouvées fréquemment réalisées et aient pu même être banales.

Il est très remarquable que toutes roches phylliteuses argileuses soient chargées d'une certaine quantité de minéraux titanifères tels que rutile, anatase, sphène ; aussi vient-il tout naturellement à l'esprit l'idée de chercher une origine commune à la phyllite et à ces minéraux qui l'accompagnent. On peut penser que dans certains cas des pyroxènes titanifères ont été la source

de ces matériaux : c'est l'idée qui fut exprimée par les auteurs anglais pour expliquer les particularités des argiles bauxitiques de l'Ayrshire. Mais le fait que les argiles résiduelles semblent principalement se produire à partir de roches massives ou cristallophylliennes acides, toujours assez riches en mica noir, incite à penser que c'est précisément ce mica noir, titanifère comme on le sait, qui est la source des oxydes de titane. Il serait donc en même temps producteur d'argile : déjà, à propos des calcaires argileux, nous avons fait cette hypothèse. Nous savons qu'*en profondeur* un mica noir peut se décomposer soit en mica séricite, soit en chlorite, perdant dans le premier cas sa magnésie et son fer, dans le second ses alcalis, et exsudant dans les deux cas son titane sous forme de rutile et d'anatase, aussi pouvons-nous penser qu'*en surface* la décomposition, plus intense dans des conditions particulières, a pu permettre l'élimination de toutes les bases, l'alumine restant seule unie à la silice comme dans l'argile, le titane prenant encore la forme des mêmes minéraux.

Nous devons cependant reconnaître que ce n'est là qu'une hypothèse et qu'aucune observation directe n'a encore été faite d'une épigénie d'un mica en argile. Nous n'entendons pas parler ici de la kaolinisation par pneumatolyse qui peut atteindre tous silicates mais principalement les feldspaths.

Les roches phylliteuses, à phyllite micacée, ne posent *a priori* aucun problème si l'on considère que cette phyllite micacée a été sédimentée dans l'état minéralogique où nous l'observons. Nous nous arrêterons cependant sur la question des ardoises.

Les ardoises sont essentiellement sériciteuses et, dans la plupart des cas, elles contiennent des cristaux de rutile. On dit couramment que ces roches sont d'anciennes argiles, et l'on entend le plus souvent par là qu'elles proviennent d'un dépôt qui fut primitivement argileux, essentiellement, et dont le constituant argileux aurait été *par métamorphisme* transformé en phyllite micacée. On étaie cette idée sur la présence, dans les ardoises, de minéraux dits de métamorphisme. Parmi ceux-ci on a l'habitude de compter le rutile, à côté de qui l'on voit souvent de la tourmaline, du zircon, de la staurotide et parfois des minéraux du groupe des chloritoïdes et leur variété manganésifère, l'ottrélite.

En certains cas l'on peut se rendre compte que, dans les ardoises, la séricite et le rutile ont cristallisé à la place même où on les trouve : la forme de la séricite très nettement microlitique

exclut toute idée de transport à cet état. En d'autres cas on voit nettement que le rutile est inclus dans une matière phylliteuse isotrope, ou à peu près, tandis que le mica blanc en est complètement exempt. Il arrive enfin souvent que les actions mécaniques qui ont déformé ces roches ne permettent pas de saisir les relations réciproques de leurs matériaux constituants. D'autre part il y a passage des ardoises fines à des sédiments plus grossiers de nature gréseuse et phylliteuse, et il apparaît très nettement que dans ces derniers le rutile s'est produit aux dépens d'un mica noir ; de la muscovite existant à la fois comme élément d'origine détritique et comme élément de néoformation (séricite) produit aux dépens de matériaux feldspathiques. D'où il ressort avec évidence que les sédiments dont proviennent les ardoises furent primitivement de très fines boues micacées plus ou moins feldspathiques et quartziques. Le métamorphisme que de tels sédiments ont incontestablement subi en a pu faciliter la décomposition et en provoquer la recristallisation. Il est d'ailleurs intéressant de noter que les ardoises les plus chargées de rutile ne contiennent jamais une quantité de titane supérieure à celle qu'exigerait un dépôt primitivement constitué par 50 0/0 de micas titanifères.

Des sédiments tels que les ardoises, bien loin d'avoir été des dépôts primitivement argileux, au sens minéralogique du mot, ont plutôt été des sédiments producteurs d'argile : il est possible qu'en certains cas la décomposition des micas titanifères ait été plus loin que celle qui conduit à la production de la chlorite et que le minéral perdant à la fois ses alcalis, sa magnésie et son fer ait en fin de compte donné naissance à une argile.

Si les dépôts primitifs d'où sont issues les ardoises n'ont pas contenu de constituant primitivement argileux, il n'y a pas lieu de s'étonner de dépôts d'une telle nature quand on voit que les régions où on les trouve ont été, à l'époque où ils se sont formés, le siège d'une sédimentation détritique intense qui a nécessairement noyé et rendu négligeable, dans la masse des minéraux désagrégés et peu ou pas transformés, les argiles résiduelles faites à la surface des roches cristallines attaquées par les agents d'érosion.

LES ROCHES FERRIQUES

Nous entendons par roches ferriques des roches assez riches en fer pour être exploitées comme minerais. Certaines d'entre elles dérivent de dépôts essentiellement constitués par l'accumulation d'organismes. D'autres sont surtout oolithiques. Nous devons à Cayeux de remarquables études sur ces divers types de sédiments ; nous y ferons largement appel.

I. — ROCHES FERRIQUES DÉRIVANT DE DÉPOTS ESSENTIELLEMENT ORGANIQUES

De telles roches dérivent de dépôts primitivement constitués par des calcaires graveleux dont les éléments roulés sont des bryozoaires, des brachiopodes, des lamellibranches, des crinoïdes. Ces organismes sont plus ou moins imprégnés d'hématite et généralement encroûtés par cette substance. Le ciment qui les joint est fait soit de calcite, soit d'un agrégat de sidérose, d'hématite rouge et de chlorite.

Le minerai de Momignies, de l'Eifelien des Ardennes franco-belges, montre des débris roulés de brachiopodes et de lamellibranches restés calcaires, mais encroûtés d'oxyde de fer qui paraît en border les sections minces d'un liseré irrégulier. Les organismes à réseaux, tels que les crinoïdes, se chargent par leur réseau même, d'hématie rouge. On voit en outre que des rhomboèdres de sidérose se substituent à certaines parties des débris d'encrines et envahissent des places partiellement hématisées. De la chlorite se voit dans les loges des bryozoaires et parfois charge irrégulièrement les débris d'encrines.

Certains faciès du minerai silurien de Clinton dans l'état de New-York, aux Etats-Unis, sont faits d'un calcaire graveleux à bryozoaires et encrines. Le réseau des encrines est hématisé et leur masse reste calcaire. Les loges des bryozoaires sont remplies d'hématite ; leurs cloisons, calcaires, sont parfois partiellement hématisées. La calcite forme le ciment de ces matériaux. La

teneur en Fe^2O^3 atteint près de 45 0/0 ; il y a de 9 à 14 0/0 de CaO.

Dans la région de Semur on trouve encore, à l'Hettangien, des roches ferriques dérivant de calcaires graveleux qui par la forme esquilleuse des débris de coquilles tendent à la texture des lumachelles. L'*Ammonites planorbis* les caractérise. Sous la couche de minerai on trouve des lumachelles et, par la variation de teneur en fer, celles-ci passent insensiblement au minerai. Le minerai lui-même devient de plus en plus riche dans ses parties hautes, vers son toit. A son toit même on trouve une argile et l'on voit plus haut argiles et lumachelles alterner.

Le minerai de Semur est fait de débris de coquilles de mollusques et de brachiopodes, de crinoïdes et d'oursins. Les crinoïdes, qui sont très abondants, sont encroûtés par de l'oxyde de fer qui parfois les épigénise complètement. On voit dans les organismes les traces d'algues perforantes que souligne l'hématisation. Le ciment est de calcite et parfois d'hématite. Il y a dans la masse du minerai des morceaux de même constitution encroûtés eux-mêmes d'hématite : ce sont des parties plus hâtivement consolidées qui furent remaniées dans le sédiment.

Certains minerais de cette catégorie ont subi après leur dépôt une silicification intense. Tel est le cas du minerai de Couplevoie, du Dévonien d'Ardenne : la roche est à bryozoaires et encrines. De l'hématite remplit les cellules des bryozoaires qui sont quartzifiés. Les encrines sont partiellement hématisées et sont envahies par du quartz. Le ciment est fait d'un mélange d'hématite rouge et de quartz.

II. — ROCHES FERRIQUES ESSENTIELLEMENT OOLITHIQUES

Nous avons montré d'autre part comment des calcaires graveleux passaient à des calcaires oolithiques, aussi bien certaines roches ferriques graveleuses contiennent-elles çà et là des oolithes qui furent hématisées; mais les roches ferriques que nous avons en vue maintenant sont faites d'une accumulation d'oolithes de nature chloriteuse et qui furent souvent transformées en oxydes de fer. Certaines d'entre elles sont donc, du fait de leur consti-

tuant chloriteux, des roches que nous eussions pu classer parmi les sédiments silico-alumineux. Leurs chlorites sont désignées le plus souvent comme « chlorites des minerais de fer ». On leur a donné des noms spéciaux d'après leur faciès : Chamosite, Berthiérine, Bavalite. Ce sont des minéraux feuilletés de faible biréfringence, un peu polychroïque dans les tons vert et jaunâtre. Les paillettes s'éteignent suivant leur direction de clivage Quand elles forment une oolithe elles présenteront donc une croix noire entre nicols croisés. L'espèce dite Bavalite contient de 30 à 40 0/0 de FeO ; 8 0/0 de Fe^2O^3 ; 21 0/0 de SiO^2 ; 4,4 0/0 de MgO.

Dans la région paléozoïque de l'Ouest de la France, en Bretagne, en Anjou, dans le Maine et dans l'Orne, on trouve de ces roches à oolithes ferrugineuses (Pl. XXVI, fig. 1). Et dans l'Est de la France elles se trouvent encore dans le Lias de Lorraine et dans le Jurassique ardennais. Les oolithes chloriteuses des minerais de fer paléozoïques sont généralement ovoïdes et donnent par les déformations qu'on en peut constater l'impression d'avoir été originellement plastiques. Elles sont chargées de granulations noires très fines qui soulignent leur texture écailleuse Les noyaux des oolithes sont faits soit de grains clastiques de quartz, soit de morceaux de sidérose, soit encore d'un débris écailleux d'oolithe. De la sidérose peut en outre charger la masse de l'oolithe en suivant la surface d'une écaille avec plus ou moins de continuité : les cristaux en sont développés de part et d'autre de l'écaille et mordent sur la chlorite. A la surface externe de l'oolithe on voit souvent aussi un revêtement carbonaté de même type.

Dans de tels minerais le ciment qui lie les oolithes est fait lui-même du mélange de sidérose et de chlorite et la sidérose y est tantôt à l'état de grains détritiques, tantôt à l'état de cristaux qui ont pris naissance *in situ* et qui se sont développés soit sous forme de rhomboèdres aigus, soit en un agrégat cristallin.

On peut observer le passage d'oolithes de chlorite à des oolithes d'hématite rouge. La chlorite du ciment peut être elle-même hématisée.

Certains minerais chloriteux sont chargés de magnétite. Les cristaux ou les grains de ce minéral sont principalement répandus dans les dernières écorces des oolithes.

Cayeux a observé dans quelques minerais de l'Orne (La Ferrière aux Etangs) le cas d'oolithes hématisées dont les écailles superficielles sont chargées de tubes cylindriques de très petit diamè-

Planche XXVI

Fig. 1. — ***Minerai de fer silurien*** (Bassin de Thouville, Orne). Des oolithes de chlorite sont prises dans un ciment fait de menus rhomboèdres de carbonate de fer.

Gr. : *28 diamètres. Lumière naturelle.*

Fig. 2. — ***Minerai de fer*** (Lias de Lorraine, couche jaune). Oolithes et débris roulés d'échinodermes, transformés en oxyde de fer hydraté, pris dans un ciment de carbonate.

Gr. : *33 diamètres. Lum. nat.*

Fig. 3. — ***Schiste à rutile*** (Tyrol). Les petites baguettes de rutile apparaissent au sein d'une masse phylliteuse.

Gr. : *100 diamètres. Lum. nat.*

Fig. 4. — ***Roche d'anhydrite*** (Keuper de Waltenheim, Alsace). Dans un fond d'anhydrite on voit des cristaux, plus largement développés, de gypse et des petits rhomboèdres de dolomie.

Gr. : *95 diamètres. Lum. nat.*

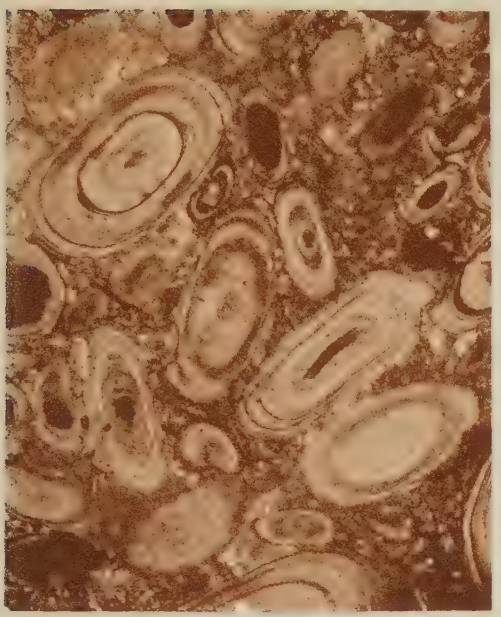


Fig. 1

Fig. 3

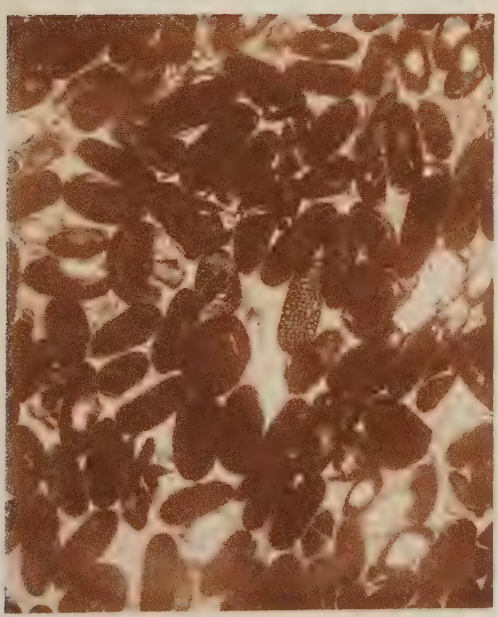


Fig. 2

Fig. 4

tre, en quantité parfois considérable. Ces petits tubes, remplis de carbonate de fer, semblent les vestiges d'anciennes algues qui se seraient développées de préférence suivant les couches corticales des oolithes : dans les sections passant par la région centrale des oolithes on n'en voit que des coupes transverses, tandis que les sections presque tangentielles en montrent des coupes longitudinales.

Les minerais oolithiques siluriens, principalement développés dans l'ouest de la France, en Basse-Normandie et dans le Maine, sont subordonnés aux *schistes à Calymènes*, et gisent à la base de ceux-ci non loin du grès armoricain, à une distance maxima de 40 mètres de celui-ci. Il ne se trouve en général dans ces conditions qu'un seul horizon ferrugineux dont l'épaisseur moyenne est de 2 m. 50.

Entre Angers, Châteaubriand et Château-Gontier le minerai est subordonné au grès armoricain et comprend généralement quatre couches. Il est fort intéressant de constater que les différence qu'on peut observer dans une même couche de minerai sont originelles : elles ne dépendent pas de l'allure actuelle des terrains. Ainsi à la Ferrière-aux Etangs, dans une même couche, des zones de minerais rouges (hématisés) et noirs (carbonate et silicate) alternent-elles parallèlement à la stratification ; et cette alternance se poursuit en profondeur.

Compositions chimiques.

A. Minerai noir de la Ferrière-aux-Etangs.
B. Minerai rouge »

	A	B
SiO^2	11,20	9,10
Al^2O^3 insoluble.	0,70	1,00
Al^2O^3 soluble	7,58	4,96
Fe^2O^3	3,15	10,90
FeO	47,23	43,93
CaO	1,80	1,80
MgO	1,26	1,26
MnO^2	0,26	0,20
P^2O^5	1,14	1,43
Perte au feu	24,85	24,89
El. non dosés	0,40	0,50
Total	99,57	99,97

A correspond à 38,94 0/0 de fer. B à 41,80 0/0.

Les minerais oolithiques du Lias de Lorraine se répartissent en six couches principales qu'on nomme d'après leur couleur caractéristique couches rouge, jaune, grise, brune, noire et verte. Ces couches alternent avec des calcaires et des marnes. A la base la formation repose dans son ensemble sur des marnes vertes, gréseuses et pyriteuses, d'âge toarcien ; au sommet elle supporte des marnes micacées d'âge bajocien. La puissance totale en est variable et peut atteindre 60 mètres dans le bassin de Longwy-Briey, mais elle se maintient habituellement entre 10 et 25 mètres. Dans le bassin de Nancy elle ne dépasse pas 10 mètres. Toutes les couches ne se trouvent pas nécessairement sur toutes les verticales. D'ailleurs les calcaires et les marnes qui alternent avec les couches de minerai sont eux-mêmes minéralisés et peuvent en certains points contenir de 10 à 15 0/0 de fer. On passe insensiblement des couches exploitées aux parties non exploitées.

Un sondage fait à Briey a donné la répartition suivante :

	Mètres	Mètres
Calcaire ferrugineux . .	6,58	—
Couche rouge.		3,40
Calcaire ferrugineux . .	0,97	
Couche jaune.		2,67
Calcaire ferrugineux . .	3,38	
Couche grise		2,33
Calcaire ferrugineux . .	6,87	
Couche brune.		1,72
Couche verte		4,43
	17,80	14,55
	32 m. 35	

La couche noire manque et le minerai se tient seulement dans les calcaires.

Minéralogiquement le minerai comprend le fer à l'état d'oxyde hydraté c'est-à-dire sous forme d'hématite brune, accompagnée d'un peu d'hématite rouge et de fer magnétique, et à l'état de carbonate et de silicate (chlorite). Il y a parfois en outre de la pyrite de fer. Voici d'ailleurs la constitution de quelques échantillons pris dans les diverses couches.

Couche verte. — Débris de tests de mollusques nettement transformés en produits ferrugineux ayant les mêmes caractères que ceux des écailles des oolithes. Celles-ci, qui sont encore en partie chloriteuses, se transforment en hématite. On voit des débris de

brachiopodes. Un liseré fait de paillettes d'une chlorite intacte recouvre les oolithes. Le ciment est constitué par du carbonate de fer sphérolithique.

Couche noire. — Des débris de tests de mollusques sont attaqués par des algues perforantes dont la trace est soulignée par l'oxyde de fer. Les oolithes sont complètement transformées en hématite brune. On voit encore autour des divers grains un liseré de précipitation de paillettes de chlorite. Le ciment est fait de carbonate de fer à extinctions partiellement onduleuses.

Couche grise. — Débris roulés de crinoïdes. Galets formés de la réunion de plusieurs oolithes. Tests de mollusques pénétrés par les algues. Oolithes en hématite brune. Ciment de carbonate.

Couche jaune. — Débris de crinoïdes et de tests de mollusques roulés ; nombreuses oolithes en hématite avec liseré de chlorite verte. Fond de carbonate largement cristallin (Pl. XXVI, fig. 2).

Couche rouge. — Tests de mollusques et de brachiopodes perforés par les algues. Débris de crinoïdes. Grains de quartz roulés. Oolithes d'oxyde de fer. Fond de carbonate en mosaïque chargé par place d'oxyde de fer.

Dans tous ces types de roches les noyaux des oolithes sont fréquemment des grains de quartz clastiques ou des débris même d'oolithe. La roche est friable si elle contient beaucoup de quartz ; elle est cohérente si elle est très carbonatée.

On voit souvent dans certaines couches une stratification entrecroisée et des ripple-marks.

L'exploitation des couches de minerai se fait généralement à partir de 30 à 40 0/0 de fer métallique. Certains minerais en ont donné plus de 50 0/0. Si le minerai est calcaire et non siliceux on l'exploite à partir de 25 0/0.

On donne comme type de composition idéale de ces minerais, dans le bassin de Longwy-Briey, la composition suivante.

Fe^2O^3	47	Fe métallique	42
FeO	12		
CaO	9		
SiO^2	6		
Al^2O^3	6		
P^2O^5	2		
El. divers	1		
Perte au feu	17		
Total	100		

Les minerais sont phosphoreux, mais ce n'est pas à la chaux qu'y est uni le phosphore ; des essais microchimiques ont montré qu'il était uni au fer.

D'autres minerais de fer oolithiques d'âge secondaire existent en France. Citons seulement les minerais jurassiques de Neuvisy et de Poix, et les minerais hettangiens de la région de Châlon-sur-Saône.

Cayeux a montré que dans tous les horizons de minerais de fer oolithiques on pouvait voir des débris de minerai à l'état d'éléments remaniés. Ces débris remaniés sont empruntés à la couche même où on les trouve et proviennent de parties hâtivement consolidées : nous avons déjà signalé un fait identique dans le cas des roches ferriques graveleuses. En Lorraine on met très bien en évidence que ce ne sont pas des morceaux des couches inférieures qui sont remaniés dans les couches supérieures mais que chaque couche contient, à l'état de matériaux remaniés, l'agglomérat de ses éléments mêmes.

Ces observations montrent que le sédiment fut rapidement consolidé. Cayeux a montré, d'autre part, que les transformations qui conduisent d'un minerai oolithique chloriteux à un minerai d'hématite ne sont pas d'autant plus intenses que l'horizon où l'on trouve le minerai est plus ancien. Ces transformations paraissent dues à un « métamorphisme », contemporain du dépôt des matériaux du sédiment, ce terme étant pris dans son sens le plus large.

Les sédiments ferriques, tant graveleux qu'oolithiques, sont constitués par des matériaux que nous ne trouvons pas à leur place originelle. Ils furent sédimentés après avoir été charriés par des courants ainsi qu'il est arrivé pour les sédiments de même texture mais seulement calcaires. Le principal problème qui se pose à leur sujet est celui de l'origine du fer. Que l'on admette avec Cayeux que tous les matériaux furent primitivement calciques et aient subi une évolution qui les amena de cet état, par l'intermédiaire d'états successifs, carbonatés ferriques puis silicatés, à l'état définitif d'oxyde anhydre ou hydraté, ou que l'on ait la pensée que les oolithes chloritiques et certains carbonates ferriques existassent originellement, le problème de l'origine et de l'accumulation du fer reste à résoudre.

Des concrétions de carbonate de fer assez continues pour former des bancs se trouvent en certains terrains et peuvent être quelquefois l'objet d'une exploitation. Elles sont très intimement unies aux sédiments charbonneux et nous en parlerons à leur propos.

LES ROCHES ET DÉPOTS DE PHOSPHATES

Nous avons déjà parlé des calcaires phosphatés, aussi dirons-nous seulement ici ce que sont les *phosphates* actuellement indépendants de gangue calcaire.

PHOSPHATES DES SABLES VERTS ET ARGILES

Dans le département des Ardennes on les trouve au Crétacé dans la région de Saulces-Monteliu. Localement on les nomme des « coquins ». Ils forment des concrétions noduleuses et des moules internes de fossiles dans des sables verts glauconieux. Les nodules sont compacts et de couleur noirâtre : ils sont répartis par lits dans les sables ; parfois ils sont soudés entre eux et forment un banc solide ; ils peuvent d'ailleurs emprisonner les grains du sable et former ainsi des grès à ciment de phosphate de chaux.

Les phosphates d'âge albien (coquins de sable) fournissent de 16 à 18 0/0 de P^2O^5. Les phosphates cénomaniens, subordonnés aux gaizes donnent 25 0/0 de P^2O^5.

Dans le Boulonnais des argiles kimeridgiennes et portlandiennes sont chargées de phosphates, principalement sous forme de moules internes de coquilles bivalves. Des trous de pholiades dans des grès glauconieux sont remplis par du phosphate de chaux noir dans lequel est conservée la coquille de la pholiade. Des débris d'ossements en phosphates jaunes chargent abondamment ces divers dépôts. Dans la même région on retrouve, à l'étage du Gault, des nodules de phosphates formant des concrétions amorphes et fossilisant divers débris organiques; ils sont empâtés dans une argile.

Les « phosphorites » du Tennesse, en Amérique, sont des couches de concrétions phosphatées avec lesquelles on trouve des ossements et des dents de poissons. Certaines d'entre elles sont ordoviciennes, d'autres dévoniennes. Les auteurs américains imaginent que ces phosphates entraient à l'origine dans la constitution de calcaires phosphatés : par lessivage le carbonate de chaux aurait été éliminé et un mélange de phosphate, d'argile et d'hydroxydes ferriques serait resté sur place ; puis les eaux

auraient remanié les matériaux et transporté les fines particules et l'argile loin des phosphates plus pesants. Les phosphorites de l'Arkansas ont même origine. En certaines localités on les voit former des bandes de cailloux dans les couches crétacées et certaines d'entre elles sont associées à des sables verts.

PHOSPHATES DE DÉCALCIFICATION

Les « phosphorites » du Quercy, en France, se trouvent dans des poches et fentes des calcaires jurassiques. Certaines poches ont 35 mètres de diamètre et une profondeur souvent considérable qui peut atteindre 100 mètres. Certaines d'entre elles ont l'allure de crevasses de 3 à 6 mètres qui se poursuivent sur 90 mètres. D'après Thévenin, les phosphorites forment des concrétions et des veinules dans une argile rouge. L'argile rouge est identique à la terre de décalcification des Causses; elle est du type sidérolithique et contient en abondance des pisolithes de fer. Souvent, le remplissage des poches prend un aspect bréchoïde dû à la présence de morceaux du calcaire dans lequel la poche est creusée. Dans ces parties, on trouve des restes d'ossements. La teneur en P^2O^5 des rognons de phosphorites oscille entre 26 et 38 0/0. Ils contiennent du fluor en quantité inférieure à celle d'une apatite normale.

Les poches à phosphorites se trouvent aussi bien dans le Bajocien et le Bathonien que dans le Lias supérieur. On en a même trouvé dans le Lias inférieur. Thévenin assimile le remplissage des poches à phosphorites à une argile de décalcification. C'est Dieulafait qui a montré le premier (1884-1885) que les calcaires du Causse contenaient normalement de l'acide phosphorique. L'élimination du carbonate de chaux laisse l'argile et le phosphate qui le chargeaient. Le calcaire du Causse est moins riche en P^2O^5 que l'argile de décalcification correspondante. On a pu calculer qu'un mètre cube d'argile correspond à la décalcification de 80 mètres cubes de calcaire. La poche de phosphorites est donc remplie non seulement par l'argile qui provient de la décalcification correspondante à son volume, mais par des argiles entraînées par les eaux à travers des fentes et provenant de parties superficielles. Le phosphate se serait rassemblé et concrétionné.

Les phosphates de Floride, en Amérique, se présentent, *pro*

parte, de la même manière. Ils emplissent des poches de décalcification dans le « calcaire de la Péninsule » d'âge oligocène. Ils sont constitués par des rognons de phosphate de chaux pris dans une masse argilo-sableuse, elle-même imprégnée de phosphate. Les rognons sont assez souvent vacuolaires et montrent des cristallisations stalagmitiques de phosphate de chaux. En certains cas, le phosphate s'est rassemblé sous forme de minces lames superposées qui furent parfois brisées, puis cimentées elles-mêmes par du phosphate, donnant ainsi une roche bréchique. En même temps que ces rognons, on trouve des blocs de calcaire coquiller phosphatisés. D'autres phosphates de la région se présentent comme des dépôts de remaniement.

LES SÉDIMENTS SALINS

Nous chercherons principalement à prendre notion des roches de chlorures et des roches de sulfates, les unes et les autres affectant d'ailleurs des conditions de gisement analogues. Nous dirons seulement quelques mots des nitrates.

ROCHES DE CHLORURES

Elles sont principalement constituées par le chlorure de sodium ou sel gemme, auquel est parfois associé, dans certains gisements, le chlorure de potassium ou sylvine.

Ces deux chlorures cristallisent en cube et c'est sous forme de couches faites d'un agrégat de cristaux qu'on les trouve au sein de formations généralement marneuses et très souvent elles-mêmes chargées de sulfates

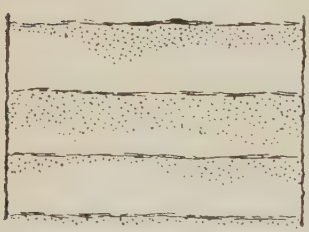


Fig. 117. — Petits lits superposés de KCl et NaCl dans les « couches de potasse » de la région de Mulhouse.

Le pointillé représente les parties rouges riches en KCl. Les petits traits horizontaux représentent les minces intercalations phylliteuses.

Des cristaux isolés de chlorure de sodium se trouvent parfois dans des marnes. Très souvent ils ne sont plus représentés que par des pseudomorphoses faites de la matière argileuse même des dépôts, et parfois de dolomie ou de gypse.

L'association du sel gemme et de la sylvine se montre d'une manière particulièrement intéressante dans les gisements dits « de Potasse » de la région de Mulhouse. Le sel gemme et la sylvine forment un grand nombre de petits lits superposés séparés le plus souvent par de très minces lits argileux. Les petits lits de chlorure, dont l'épaisseur varie de 7 à 15 centimètres sont très uniformément constitués, à la base, par le sel gemme avec un peu de sylvine, au sommet par de la sylvine avec un peu de sel gemme. Le mélange riche en sylvine est coloré en rouge, tandis que la base de la couche est faite de

sels blancs ou grisâtres. Le raccordement de la zone grisâtre de la base avec la zone rouge du sommet de chaque petit lit se fait irrégulièrement (fig. **117**).

La couleur rouge est due à de très minces paillettes hexagonales de fer oligiste qui imprègnent les cristaux de sylvine sur leur pourtour. Ces derniers, sans contours nets, forment un agrégat grenu, et la couleur rouge est d'autant plus intense que l'agrégat est plus fin. Les parties les plus riches en chlorure de potassium sont celles dont la teinte est rose claire. Le chlorure de sodium se montre dans les zones rouges et roses, soit de la même manière que le chlorure de potassium, toutefois sans bordure rosée, soit sous forme de cristaux idiomorphes à la limite des deux zones. De fines aiguilles d'anhydrite chargent les cristaux des chlorures, mais sont principalement développées au contact des cristaux. Les très minces lits argileux qui séparent les lits de chlorure sont faits d'une phyllite micacée à rutile et sont chargés d'aiguilles d'anhydrite, de cristaux d'une dolomie ferrocalcique et de cristaux de quartz. Ces derniers contiennent des paillettes de la phyllite.

Les cristaux de sel gemme et de sylvine contiennent des inclusions gazeuses. Les proportions relatives des chlorures sont, d'après des analyses données par Görgey, les suivantes :

1° pour les zones d'un rouge intense, à grain fin :

NaCl	3	à	31	0/0
KCl	55	à	97	
$CaSO^4$	0,3	à	13,5	
H^2O	0,05	à	0,13	

2° pour les zones roses à gros grain :

NaCl	1,2	à	9	0/0
KCl	91	à	98	
$CaSO^4$	0,02	à	0,5	
H^2O	0,02	à	0,06	

L'ensemble de ces petits lits de chlorures forme deux principaux horizons à la base de l'Oligocène moyen du fossé rhénan. Chacun de ces horizons constitue ce qu'on nomme en géologie locale « une couche de potasse ». La couche inférieure est la plus puissante : elle atteint de 4 à 5 mètres ; deux minces intercalations d'argiles salines sans potasse la divisent en trois zones. Quant à la couche supérieure elle n'excède pas 1 m. 80 de puissance. Elle

est située à 20 mètres au-dessus de la couche inférieure et s'en trouve séparée par une masse de petits lits de marnes à sel gemme et à anhydrite.

En certains points, la partie supérieure de la couche la plus puissante est faite de carnallite ($KCl\,MgCl^2\,6H^2O$), associée au sel gemme et à l'anhydrite, dont la couleur est rouge comme celle de la sylvine, mais d'autant plus intense que le grain est plus gros. Les proportions en peuvent atteindre 99.2 0 0 contre 0,6 0/0 de NaCl et de 0,2 de $CaSO^4$.

L'allure des couches de sylvine et sel gemme, dans ces gisements de la région de Mulhouse, paraît étayer cette idée que l'origine en est due à l'évaporation des eaux d'un lac périodiquement enrichies en chlorures par l'afflux de cours d'eau qui lessivaient des gisements salins anciens. Les lits phylliteux correspondraient aux périodes de crues des cours d'eau. Des intercalations de niveaux à fossiles marins dans l'ensemble de la série potassique montrent d'autre part que ce lac aurait été parfois envahi par la mer.

ROCHES DE SULFATES

Il est d'autres types de gîtes de chlorures que ceux qui viennent d'être décrits, et beaucoup d'entre eux paraissent avoir pour origine l'évaporation d'eaux lagunaires. C'est aux sels contenus en dissolution dans la mer et à la précipitation de ces sels qu'ils doivent alors leur formation. Mais nous savons qu'outre les chlorures, l'eau de mer contient des sulfates. Il y a, dans l'eau de mer, environ 3,5 0/0 de sels dissous et les éléments de ceux-ci donnent, à l'analyse, les proportions suivantes (d'après les analyses du Challenger) :

Cl	55,292
Br	0,188
SO^4.	7,692
CO^3.	0,207
Na	30,593
K	1,106
Ca	1,197
Mg	3,725
Total. .	100,000

Outre les chlorures alcalins et le chlorure double de potassium et de magnésium, des sulfates simples et complexes peuvent se déposer lors de l'évaporation d'eaux lagunaires et des roches variées de chlorures et sulfates se produire. Nous citerons seulement le cas du gisement classique des sels de Stassfurt où l'on trouve principalement des roches à constituants essentiels :

1° de gypse, 2° d'anhydrite, 3° d'anhydrite et de gypse, 4° de sel gemme et de sylvine ; 5° de carnallite ; 6° de kiesérite ($MgSO^4$, H^2O) ; 7° de polyhalite ($2CaSO^4$, $MgSO^4$, K^2SO^4, $2H^2O$) ; 8° de kaïnite ($MgSO^4$, KCl, $3H^2O$).

L'on trouve en outre, en quantité généralement faible, des borates parmi lesquels la boracite ($Mg^7Cl^2B^{16}O^{30}$). C'est à l'époque permienne que se sont produits ces dépôts.

Les roches à constituants salins complexes tels que celles de Stassfurt sont relativement rares ; au contraire les roches à gypse et les roches à anhydrite sont fréquentes.

Au sein des marnes du Keuper on trouve, en certains horizons, des couches continues d'anhydrite et de gypse. Elles sont de faibles puissances et montrent une texture régulièrement zonaire. La roche d'anhydrite, d'un beau beige et de grain très fin, est essentiellement faite de l'enchevêtrement d'aiguilles d'anhydrite. Elle est chargée de petits cristaux idiomorphes de gypse et de nombreux petits rhomboèdres d'une dolomie ferrifère (Pl. XXVI, fig. 4). D'autre part des cristaux de gypse plus gros, en forme d'amandes, isolés ou divergents à partir d'un centre, semblent en certaines places s'être substitués à l'anhydrite : ils ont, en cristallisant, respecté le zonage de la roche fait de très minces lits phyllitueux verts et roses. Des lits de ce gypse de substitution dont la puissance n'excède pas un demi-centimètre se sont ainsi produits. Ils sont en général compris entre des lits de même puissance d'un gypse fibro-soyeux de néoformation. Ainsi cette roche de sul-

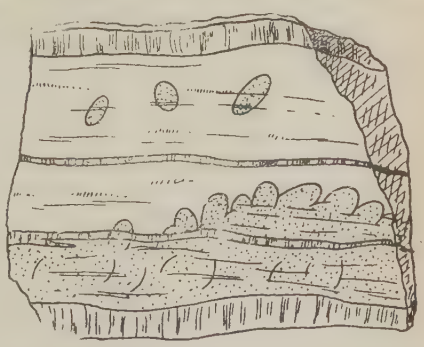


Fig. 118. — Roche d'anhydrite et de gypse du Keuper d'Alsace.

Le pointillé représente les cristaux lenticulaires de gypse développés dans l'anhydrite. Des cassures emplies de gypse fibro-soyeux traversent horizontalement la roche.

fates est-elle assez complexe, comprenant comme matériaux primordiaux des cristaux de gypse d'une première génération et de dolomie pris dans un agrégat d'aiguilles d'anhydrite, auxquelles se sont partiellement substitués des cristaux de gypse d'une seconde génération, et qui s'est chargée dans des fentes, généralement parallèles à la stratification, d'un gypse fibro-soyeux d'une troisième génération (fig. 118). Telles sont les roches d'anhydrite et de gypse du Keuper d'Alsace.

Au voisinage des couches de potasse de la région de Mulhouse on trouve aussi de nombreux lits d'une roche zonaire essentiellement faite d'anhydrite. Il s'agit encore d'un enchevêtrement d'aiguilles auxquelles sont associés des carbonates dolomitiques et que chargent parfois en outre des chlorures, la roche passant alors à une argile salifère. Le zonage de la roche est dû à de minces couches phylliteuses qui sont, en même temps, plus riches en carbonates. Les lits d'anhydrite n'excèdent pas en général 10 centimètres de puissance ; ils alternent avec des lits marneux.

Les masses de gypse de l'Eocène et de l'Oligocène du bassin de Paris sont classiques. Elles sont faites d'une roche saccharoïde à laquelle des cristaux de gypse lenticulaires, largement développés, donnent parfois un aspect porphyroïde. La roche est elle-même constituée par de menus cristaux de gypse de forme lenticulaire, pressés les uns contre les autres, cimentés parfois par de l'argile et de la calcite ; cette dernière pouvant d'ailleurs être elle-même enrobée par du gypse. Il y a passage du gypse en roche à des marnes gypseuses. C'est dans des marnes qu'on trouve les grands cristaux mâclés dont la section par clivage a l'aspect d'un « fer de lance » et qui se trouvaient jadis dans Paris, à Montmartre.

Le gypse est légèrement soluble dans l'eau, aussi les eaux qui circulent dans les roches gypseuses le dissolvent-elles partiellement : il se précipite d'ailleurs facilement sous forme de rognons ou de lits fibro-soyeux. Aux dépens d'argiles, de marnes et de sables gypsifères, par dissolution et précipitation, il peut donc se produire des dépôts de pentes gypseux. Les roches gypseuses ainsi formées sont impures mais certaines d'entre elles sont cependant riches en gypse et leur teneur en ce minéral peut atteindre 77 0/0. Tel est le cas de certains gisements de l'Ouest américain, de la région de Los Angeles en particulier.

Les anhydrites et gypses sédimentaires dont nous venons de parler sont des dépôts d'origine lagunaire ou lacustre. Certains

gypses qui chargent des marnes peuvent être considérés comme ayant une origine chimique secondaire. On peut concevoir que la décomposition de pyrite en présence de carbonate de chaux puisse permettre la précipitation de sulfate de chaux. Ainsi se sont formés des gypses dans des argiles et marnes franchement marines ; mais il ne s'agit jamais de dépôts importants.

La principale question qui se pose à propos des gisements de gypse et d'anhydrite est celle de la raison du dépôt de l'un ou de l'autre. On sait que les 77 centièmes des sels que contient l'eau de mer sont du chlorure de sodium, tandis que le sulfate de chaux représente seulement 3,6 centièmes. D'autre part ce sulfate de chaux ne se précipite pas avant que les 80 centièmes de l'eau de mer ne se soient évaporés. S'il s'agit de dépôts lagunaires, il est donc tout à fait certain que la précipitation du sulfate de chaux n'a pu se faire que dans des lagunes périodiquement enrichies en eaux salines. On sait d'autre part que dans une solution saturée de chlorure de sodium, le gypse n'est stable qu'à une température inférieure à 30° centigrades ; au-dessus de cette température c'est l'anhydrite qui se produirait. La rapidité d'évaporation fut d'ailleurs nécessairement fonction de l'élévation de température : ainsi s'explique l'association fréquente des chlorures alcalins à l'anhydrite.

On observe en outre fréquemment la substitution du gypse à l'anhydrite après le dépôt de celle-ci. C'est là un phénomène comparable à une altération qui s'effectue sous l'influence de l'eau et qu'accompagne nécessairement un accroissement du volume total des sulfates.

Signalons, pour terminer ce rapide exposé des diverses manières d'être des dépôts de chlorures et de sulfates, les couches et amas de gypse qu'on trouve dans le sol du Bas-Sahara constitué par des dépôts d'atterrissements pliocènes. Il se forme parfois sur le sol même une carapace gypsocalcaire, et nous avons déjà dit ce qu'il en faut penser lorsque nous avons traité des travertins ; mais on trouve en outre le gypse en profondeur sous forme de bancs de 0,50 à 1 mètre. Non loin de la surface du sol, le banc gypseux est un obstacle à la montée de la nappe phréatique : il est surmonté par un sable sec, et il faut traverser l'un et l'autre pour atteindre des terrains aquifères. Le gypse de ces couches est originaire des terrains des montagnes voisines qui le contiennent en abondance.

A partir des alluvions faites aux dépens de ces terrains il put se rassembler et se former en croûtes comme nous l'avons déjà indiqué. Toutefois X. Stainier pense que certains amas profonds de gypse (on en a trouvé dans des sondages jusqu'à 100 mètres) pourraient résulter de l'évaporation à l'air libre d'eaux séléniteuses rassemblées en des *cuvettes* sans écoulement, et provenant du lessivage des terrains avoisinants.

NITRATES

Les gisements de nitrates du Chili sont classiques, et nous devons au moins les citer ici. On les trouve principalement dans la province de Tarapaca. Ils fournissent un sel brut de diverses qualités d'où l'on peut extraire de 20 à 40 0/0 de nitrate de soude. Ce sel brut est concentré dans des « *nitrières* » qui paraissent être des bassins d'évaporation ; il est associé à un conglomérat rocheux fait du mélange d'argile, de graviers et de débris de roches éruptives agglutinés par des sulfates de K, Na, Mg et des chlorures de K et de Na.

On a tout d'abord considéré ces nitrates comme un produit de la putréfaction de cadavres et d'excréments, puis comme le résultat de la fermentation d'algues et de varechs sur d'anciennes plages soulevées (ils contiennent de l'iode). Tout récemment Stoklasa a fait l'hypothèse de leur origine volcanique. Précisément concentrés en une région où l'activité volcanique est et fut intense ils proviendraient du lessivage des produits ammoniacaux qui auraient imprégné les matériaux volcaniques et dont la nitrification aurait été d'autre part produite par voie biochimique. Ces nitrates sont d'ailleurs radioactifs, comme sont les sels issus de la condensation des fumerolles volcaniques.

LES SÉDIMENTS CHARBONNEUX

DÉFINITION DES TYPES

Les nécessités de la vie pratique ont rendu commune la notion de différents types de combustibles charbonneux. Les noms de tourbe, lignite, houille, anthracite servent à les désigner. Nous chercherons à donner ici une idée scientifique de la constitution de leur matière et de leur mode de gisement.

Tourbe.— Il s'en forme de nos jours. Des mousses (Sphaignes, Hypnum) des carex, des graminées, des roseaux, des joncs, en se développant en milieux aqueux engendrent une masse végétale qui, peu à peu enfouie du fait de la continuité du développement des plantes, se décompose et produit la tourbe. A une certaine profondeur la structure des végétaux a presque complètement disparu ; de l'*humus* s'est produit : il s'agit d'un mélange de corps amorphes mal définis, faits de carbone, d'oxygène, d'hydrogène et d'azote, et qui est généralement de réaction acide. Il semble que l'humus résulte d'une fermentation. Séchée, la tourbe est combustible. Brûlée, elle laisse des cendres calciques et ferriques.

La tourbe est donc un mélange de fibres végétales, d'humus, d'eau, de matières minérales. Ce n'est pas à proprement parler un charbon.

Lignites. — Ils sont ainsi nommés du fait que certains d'entre eux se présentent comme des masses de bois fossiles; mais ils ont différentes manières d'être. Certains lignites sont bruns, terreux ou non, et ternes d'aspect ; d'autres ont l'éclat de la poix ; quelques-uns sont particulièrement brillants et très durs. Ces derniers paraissent provenir de la fossilisation de bois de conifères.

Comme dans la tourbe, il y a dans les lignites des composés humiques qui proviennent de la décomposition des matières végétales. C. E. Bertrand a montré qu'ils furent à un certain stade l'équivalent d'une gelée. Cette gelée a maintenant les caractères d'un coagulum. Elle a parfois préservé de la putréfaction certains

corps qu'elle contenait : des protoplasmes et des noyaux de cellules sont ainsi conservés. Les constituants essentiels d'un lignite sont donc des végétaux ligneux et un coagulum humique. Il y a naturellement en outre des matières minérales qui donnent, quand le lignite est brûlé, des cendres. A partir des lignites on peut en employant des dissolvants appropriés obtenir des hydrocarbures.

Les lignites sont relativement récents : tertiaires ou mésozoïques.

Houilles. — Les houilles sont généralement brillantes, de cassure conchoïde, et se craquellent facilement ; mais il en est de mates et certaines couches de houilles sont formées de petits lits alternes brillants et mats ; d'autres sont constituées dans leur grande masse par de la houille brillante mais sont à leur toit chargées de houille mate.

Examinée au microscope la houille, le plus souvent, ne révèle rien. Quelques échantillons de houilles brillantes ont montré des débris de végétaux supérieurs, bois, écorces, lièges, feuilles, dans un coagulum brun humique.

Les houilles mates sont parfois comme des charbons de bois fossiles, où l'on retrouve la structure des Cordaïtes et des Calamites ; on les voit aussi faites de spores et de grains de pollen pris dans un coagulum charbonneux ; parfois elles sont identiques à ce qu'on nomme le « *cannel coal* », roche qui peut être trouvée indépendamment de la houille brillante, et dont la nature est essentiellement sapropélique. Nous avons plus haut défini le sapropèle ; rappelons qu'il est susceptible de produire des bitumes. On voit d'ailleurs dans la masse du sapropèle solidifié, « saprocolle de Potonié », qui constitue le cannel coal des spores, des grains de pollen et des algues.

L'association de *charbon sapropèlique*, représenté par le type cannel coal au *charbon humique* représenté par la houille brillante trouve sa correspondante dans les tourbes où l'on observe souvent de minces lits sapropéliques. D'ailleurs tout développement de tourbe débute, ainsi que l'a montré Potonié, par un développement de sapropèle. Ainsi ont pu s'associer les épisodes qui conduisent d'une part à la « houillification » proprement dite et d'autre part à la production des bitumes. La différence des produits ultimes résulte non seulement de la nature originelle des végétaux mais encore des conditions dans lesquelles s'est accomplie leur putréfaction.

En pays de langue anglaise on donne aux houilles le nom de *Bituminous coal*.

L'augmentation dans un charbon de la teneur en matières sapropéliques le rend plus bitumineux. Les *bog-heads* représentent le type des charbons les plus sapropéliques. C. E. Bertrand a reconnu dans leur masse les traces d'algues fossiles qui vivaient en fleur d'eau. L'une d'elles, caractéristique des *bog-heads* d'Australie (Nouvelle-Galle du Sud), a reçu le nom de *Reinschia australis*; une autre, qui caractérise les *bog-heads* d'Autun, est appelée *Pila bibractensis*. Ces algues sont noyées dans un saprocolle où l'on voit en outre des spores et des grains de pollen. Les végétaux supérieurs dont les traces ont été observées parfois dans les *bog-heads* peuvent donner soit du fusain, soit un charbon brillant comme la houille, soit un coagulum issu d'une gelée susceptible d'être silicifiée et chargée de bitume.

En se chargeant de matières détritiques les *bog-heads* passent aux schistes bitumineux.

On conçoit que diverses variétés de charbon peuvent exister, caractérisées par l'élément dominant qui les constitue. C. E. Bertrand a décrit des charbons *sporopolliniques* dont l'origine peut être cherchée dans des chutes de pollen et de spores analogues aux « pluies de soufre » qui se produisent au voisinage de certaines forêts, au printemps de chaque année. Il en est de bitumineux et il en est qui ne sont qu'humiques. On en voit de minces lits dans les couches de houille, qui se manifestent par leur aspect compact et non craquelé. La *tasmanite* de la rivière Mersey, en Tasmanie, est l'un des types qui ne sont pas bitumineux.

Des restes d'origine animale pourront se trouver conservés dans certains charbons. Citons comme exemple les charbons à coprolithes et les charbons à ossements décrits par C. E. Bertrand.

Anthracite. — L'anthracite a l'éclat semi-métallique et parfois une couleur mordorée. On a observé, dans certaines anthracites, des cellules et des fibres végétales, des fragments de fusains.

COMPOSITION DES CHARBONS

Tout charbon qui a complètement brûlé laisse des *cendres*, matières minérales qui proviennent en partie d'éléments d'origine clastique sédimentés avec les matières organiques, en partie d'éléments élaborés par les plantes elles-mêmes, ou d'éléments qui imprégnaient le sédiment et ont pu se concentrer en certaines places. Un charbon grillé à l'abri de l'air dégage des « *matières volatiles* », et laisse un « *coke* ». Ces matières volatiles sont, dans le cas le plus général, de l'eau, des carbures d'hydrogène, du gaz carbonique et de l'oxyde de carbone, de l'oxygène et de l'azote, de l'ammoniaque et des composés ammoniacaux. Le coke consiste en cendres et en carbone dit « *carbone fixe* ». Un charbon peut donc être caractérisé en fonction de son coke (supposé débarrassé de ses cendres) et de ses matières volatiles. Mais on peut aussi le caractériser chimiquement par les proportions des éléments, carbone, hydrogène, oxygène, azote, qu'il contient.

Une houille est dite grasse quand elle est riche en matières volatiles, et maigre si elle est pauvre en ces matières. Les tableaux suivants permettent de se faire une idée de la constitution des divers types de charbon. Nous en empruntons les matériaux à Clarke : « The data of Geochemistry ».

I. – COMPOSITION EN FONCTION DE LA TENEUR EN MATIÈRES VOLATILES

A. ***Tourbe noire :***

Eau	20,0
Cendres	3,0
Fibres végétales	47,0
Acides humiques	30,0
Total.	100,0

B. ***Lignite*** (Californie, Almeda County, Mine Tesla) ;
C. ***Houille grasse*** (Ohio) ;
D. ***Houille maigre*** (Pennsylvanie) ;
E. ***Anthracite*** (Pennsylvanie) ;

	B	C	D	E
Humidité	18,51	9,90	3,51	2,27
Matières volatiles	35,33	33,66	16,82	8,83
Carbone fixe	30,67	44,86	73,04	78,83
Cendres	15,49	11,58	6,63	10,07

Les cannels coals et les bog-heads sont plus riches encore en matières volatiles. Certains cannels du Borinage, en Belgique, en contiennent près de 47 0/0. Les bog-heads peuvent en fournir jusqu'à 70 0/0 qui, d'après Carnot, comprennent 56 0/0 (en volume) d'huile brute.

Les houilles distillées, donnent des produits liquides : « goudrons de houille », dont la constitution et les proportions varient avec les températures de distillation.

Le rendement en goudrons est plus important lorsqu'on distille à basse température (500° à 600°) qu'à haute température (900° à 1.000°).

D'après Gault, une tonne de houille qui, distillée à haute température donne les produits H, donnera, distillée à basse température, les produits B.

	H	B
Gaz	300 m³	150 m³
Coke	500 kgr.	620 kgr.
Essence.	8 »	20 »
Huiles lourdes. . .	15 »	50 »
Hydrocarb. solides .	4 »	2 »
Brai	20 »	8 »

II. — COMPOSITION EN FONCTION DES ÉLÉMENTS

A. ***Tourbe*** (Thesy, en France) ;
B. ***Lignite*** (Californie, le même que précédemment) ;
C. ***Houille grasse*** (la même que précédemment) ;
D. ***Houille maigre*** (la même que précédemment ;
E. ***Anthracite.***

	A	B	C	D	E
C	50,67	75,19	82,20	90,78	93,90
H	5,76	6,18	5,45	4,69	3,22
O	34,95	17.59	10,75	3,13	1,88
Az	1,92	1,04	1,60	1,40	1,00
Cendres . .	6,70				

Les cannels coals se classent à peu près comme les houilles grasses du type de C, étant toutefois un peu plus riche en hydrogène. Quant aux bog-heads, intermédiaires quant à la teneur en carbone entre les types B et C, ils sont beaucoup plus riches en hydrogène : 10 à 12 ; et beaucoup plus pauvres en oxygène : 6 à 7.

On peut en chauffant les charbons à très basse température (au-dessous de 200°) dans le vide obtenir un dégagement de gaz qui ne sont pas incorporés à leur matière, mais qui s'y trouvent inclus.

Nous donnerons les quelques exemples suivants des proportions relatives des divers gaz inclus dans les combustibles.

A. Gaz de tourbière ;
B. Gaz inclus dans une lignite ;
C. — une houille ;
D. — une anthracite ;
E. — un cannel coal.

	A	B	C	D	E
CO^2 . . .	2,97	89,53	5,44	2,62	53,94
CO . . .		5,11			
CH^4 . . .	43,36		63,76	93,13	
O^2. . . .		0,33	1,05		
Az^2 . . .	53,67	5,03	29,75	4,25	46,06

Nous terminerons par un exemple de la composition chimique des cendres de houille. L'analyse suivante, faite par M. A. Després, correspond à une houille à gaz du bassin de la Sarre donnant 32,49 0/0 de matières volatiles et 10,36 0/0 de cendres.

SiO^2	27,95
Fe^2O^3	18,27
Al^2O^3	31,00
CaO	6,67
MgO	7,95
SO^3	4,43
K^2O, Na^2O	2,74
Mn^3O^4	0,10
Corps non dosés et pertes.	0,89
	100,00

D'une manière générale les cendres de houilles à gaz fournissent à l'analyse les proportions suivantes des éléments principaux.

SiO^2	de 40 à 45 0/0
Fe^2O^3	de 10 à 18
Al^2O^3	de 25 à 28

L'acide phosphorique y est toujours présent : de 0,15 à 0,90.

CONDITIONS DE GISEMENTS DES SÉDIMENTS CHARBONNEUX

Précisons tout d'abord les conditions de gisement de la houille qui sont maintenant particulièrement bien connues.

La houille est principalement représentée parmi les sédiments des terrains dits *carbonifères*, au Westphalien et au Stéphanien, sans être toutefois uniquement localisée dans ces terrains. Elle s'y trouve en couches interstratifiées dans d'autres couches rocheuses dont l'une, à son contact inférieur, forme son *mur*, et dont l'autre, à son contact supérieur, forme son *toit*.

Les couches de houille ne sont généralement pas simples. Elles sont faites de zones de charbons (dites, dans le bassin houiller franco belge, laies de charbon) alternant avec de minces lits schisteux dont l'épaisseur ne dépasse pas quelques centimètres et est souvent réduite à quelques millimètres. Les zones de charbon et les lits schisteux forment, dans les couches de houille, comme d'immenses lentilles très plates. Le charbon proprement dit est d'ailleurs souvent lui-même nettement stratifié du fait de l'alternance de lits brillants et de lits mats.

L'épaisseur des couches de houille est extrêmement variable. Elle atteint parfois 20 mètres (Haute-Silésie). Dans les bassins houillers du Nord de la France elle ne dépasse pas 5 mètres et l'épaisseur moyenne est inférieure à un mètre. D'ailleurs, du fait de l'existence des lits schisteux, toute l'épaisseur d'une couche n'est pas représentative de la puissance de la houille proprement dite : par exemple certaine veine de houille de 1 mètre d' « *ouverture* » sera formée par 80 centimètres de charbon et 20 centimètres de lits pratiquement stériles.

La composition du charbon dans une même veine n'est pas constante et la teneur en matières volatiles y est variable. Cette variation de la teneur en matières volatiles atteint la veine dans son épaisseur et dans son étendue : certaines veines de charbon (veine du Mammouth en Pensylvanie) donnent, dans l'épaisseur même de la veine, des teneurs en matières volatiles qui vont de 2 à 14 0/0, de telle manière qu'une laie de véritable houille apparaît au milieu d'un ensemble anthraciteux. Dans le bassin houiller du Nord de la France on a constamment dans une même veine de

houille des variations de 2 à 3 unités dans les teneurs en matières volatiles.

D'autre part, les teneurs en matières volatiles pour une veine ne sont pas constantes dans toute l'étendue de la veine et, dans le Nord, sur des distances de 4 kilomètres on peut constater des différences de 10 unités (Mat. volat.: 35,5 à 25,4, veine Joséphine, de Courrières) ; mais les courbes d'égales teneurs en matières volatiles qu'on peut établir pour une couche de houille s'emboîtent les unes dans les autres, ce qui montre la continuité de la variation des teneurs. En outre, et d'une manière générale, on peut poser que, pour un bassin donné, les couches sont d'autant plus riches en carbone fixe et par conséquent plus pauvres en matières volatiles qu'elles sont plus anciennes (loi de Hilt). Ce fait paraît être la conséquence d'un phénomène qui a agi sur l'ensemble des sédiments du bassin et non un résultat des conditions de sédimentation propres à chaque couche.

Le mur, c'est-à-dire le terrain sur lequel repose la couche de houille, est fait de schistes ou de grès dont la stratification n'est généralement pas indiquée par la texture de la roche. Il est le plus souvent chargé de racines et de radicelles issues de rhizomes nommés *Stigmarias* et qui constituent les parties souterraines de végétaux tels que Sigillaires et Lepidodendrons. La présence, dans le mur, des *Stigmarias* incite à considérer ce mur comme un ancien sol de végétation.

Le toit possède, suivant les points, des caractères lithologiques variés qui ont été bien mis en évidence par C. Barrois et P. Pruvost. Les différents types en sont de grès, de psammites, et de schistes. Dans les psammites et dans les schistes on voit des restes de plantes généralement étalés dans le sens des feuillets de la roche. Certains schistes « à coquilles d'eau douce » chargés de minces lentilles ou de rognons de carbonate de fer ne contiennent d'autre part que de menus débris des parties résistantes des végétaux ; d'autres, de caractère ampélitique, unissent à ces matériaux des écailles de poissons et sont fréquemment bitumineux. Enfin il en est qui sont caractérisés par une faune marine de brachiopodes, de lamellibranches, de poissons et de céphalopodes.

Les sédiments du toit passent vers le haut à des sédiments plus grossiers parmi lesquels on voit parfois des brèches et des poudingues. Dans cet ensemble on observe souvent des grès ou des

schistes à Stigmarias qui ne sont pas surmontés de couches de houille. Certaines couches de houille comme la veine Gabrielle d'Aniche, dans le bassin houiller du Nord, ont un mur formé de deux couches de schistes à Stigmarias.

Au sommet des couches de houille on voit dans quelques cas des troncs d'arbre debout dans la position normale de leur croissance. On en retrouve aussi dans le corps même de la houille et l'on peut observer que des radicelles de Stigmarias leur correspondent quand la veine est chargée de petits lits schisteux.

Nous en avons dit assez pour que l'on comprenne qu'une couche de houille est formée de débris végétaux qui se sont accumulés au-dessus de leur sol même de végétation. Si à tout sol de végétation ne correspond pas nécessairement une couche de houille c'est que les conditions de formation de la houille étaient comprises dans des limites étroites. Elles étaient fonction, vraisemblablement, de la rapidité de croissance de la végétation en même temps que de la vitesse d'enfouissement de celle-ci. La formation de la houille a pu se produire en certains points d'une forêt et pas en d'autres. Ainsi peut-on constater qu'un niveau à Stigmarias recouvert d'une couche de houille se poursuit quand cesse cette dernière.

La différence d'allure des roches du toit et des roches du mur indique l'existence d'une discontinuité du phénomène sédimentaire : une submersion brusque a enfoui les vestiges de la végétation houillère.

Dans la série des sédiments houillers les submersions ont pu être assez importantes pour permettre l'invasion d'eaux marines : on retrouve les traces d'anciens niveaux marins.

Il y a souvent soit au toit des couches de houilles, soit dans des schistes fins charbonneux, des rognons carbonatés dont la matière est de la sidérose et de la dolomie. Ce sont les *coal balls* des mineurs anglais. Ces rognons ou nodules ont fréquemment conservé le dessin des divers organismes constitutifs de la houille. On y voit en certains cas des vestiges de Stigmarias qui attestent que à la place où sont ces *coal balls* existait un sol de végétation.

Il y a des nodules de sidérose qui correspondent à des niveaux d'invasions marines : tels sont les *coal balls* du Lancashire, chargés de petites coquilles de Goniatites.

Enfin on trouve aussi dans certaines régions de terrains houillers de véritables lits de ces roches carbonatées ferriques. Elles

forment les « black banks » du houiller anglais et leurs bancs sont assez fortement charbonneux pour que le minerai puisse être directement enrichi.

Les roches qui accompagnent la houille ne sont pas faites uniquement de schistes, de psammites et de grès. On trouve aussi des bancs calcaires intercalés dans l'ensemble des formations. Ces calcaires sont noirs, charbonneux, chargés d'une grande quantité de particules phylliteuses que cimente le carbonate de chaux cristallisé sous la forme de lames très minces imbriquées les unes dans les autres.

On admet généralement aujourd'hui que la houille résulte de l'accumulation sur place des végétaux d'une ancienne tourbière boisée ; du moins est-ce là l'opinion qui paraît le mieux cadrer avec les faits observés dans les gisements houillers de l'Europe septentrionale. L'enfouissement lent de la tourbière, la formation temporaire de lacs envahis par les dépôts sapropéliens, les inondations partielles qui épandent des matériaux détritiques expliquent l'allure des couches de houille.

Des galets de houille se trouvent en certains cas dans des conglomérats associés à des couches de houille et parfois situés au toit de celles-ci. Ils proviennent, en toute vraisemblance, du remaniement de certaines portions de la couche sous-jacente. C. Barrois a montré que, parmi ces galets, il en est qui présentaient des traces révélant une plasticité originelle : ils n'auraient donc pas eu, au moment où ils furent sédimentés, leur nature actuelle de houille et nous ne pouvons conclure de leur présence que la houille s'est rapidement formée, en tant que roche dure.

Les conditions de gisement des autres types de charbon rappellent en beaucoup de cas celles de la houille. La différence qui existe entre la houille et les autres produits de carbonisation plus ou moins forte provient de l'évolution plus ou moins avancée de l'ancien sédiment : d'une manière générale les anthracites sont plus anciennes que les houilles, et celles-ci plus anciennes que les lignites, et les tourbes proprement dites sont relativement récentes. Mais cette règle qui fait des charbons les plus riches en C les plus anciens n'est pas rigoureuse : on trouve effectivement des houilles dans le Crétacé (Provence) et des lignites dans le Houiller (bassin de Moscou).

L'évolution du dépôt charbonneux ne s'est donc pas faite par-

tout avec la même vitesse. Il ne faudrait d'ailleurs pas assimiler avec rigueur le stade lignite d'une couche de houille de l'époque carbonifère à tel ou tel lignite connu dans les sédiments tertiaires. D'autre part s'il semble parfaitement net que la houille des bassins du Nord de l'Europe s'est formée sur place, nous ne saurions soutenir semblable idée à propos de tous les lignites qu'on observe en maints horizons du Secondaire et du Tertiaire, et dans bien des cas il est tout à fait évident qu'il s'agit de matériaux charriés par des flux d'eau et sédimentés, leur origine étant alors nettement alluvionnaire.

LES CONGLOMÉRATS

C'est d'après leur dominante minéralogique que nous avons classé les divers types de sédiments dont nous venons de faire l'étude. Mais il est des sédiments qui tirent leur caractère dominant de leur texture : tels sont les conglomérats. Leurs matériaux peuvent être de toute nature et l'on peut voir dans le même complexe et formant *la même roche* des *débris de roches variées* qui n'ont pas nécessairement communauté d'origine.

A la vérité, nous avons déjà décrit des sédiments de ce genre : un grès grossier n'est à tout prendre qu'un conglomérat ; des poudingues comme ceux du Trias sont aussi des conglomérats, mais il en est bien d'autres et il y a lieu d'envisager à part les roches qui se rapportent à cette catégorie à cause des problèmes communs qui se posent à propos de certaines d'entre elles.

Définissons tout d'abord un conglomérat comme une roche formée de matériaux hétérogènes et dont la structure est grossière. Les matériaux comportent des *débris de roches* et un ciment qui joint ces débris et qui lui-même se classe dans l'une des catégories de roches sédimentaires que nous avons étudiées précédemment. On appellera *poudingue* un conglomérat formé de galets ; on appellera *brèche* un conglomérat formé de débris rocheux de toutes dimensions et de formes à contours anguleux. Certains conglomérats sont faits de morceaux arrondis ou à contours émoussés de volumes divers et parfois de fort volume ; ce ne sont ni des brèches proprement dites ni des poudingues : on ne leur donne pas d'autre nom que celui de conglomérat. Il en est qui par certains côtés se rapprochent des brèches tandis que d'autres semblent plus voisins des poudingues. D'ailleurs ces divers types, brèches et poudingues, passent les uns aux autres.

Nous ne songeons pas à nous étonner de la texture des poudingues parce que les « phénomènes actuels » nous montrent fréquemment des accumulations de matériaux comparables à ceux qui dans les temps anciens formèrent des sédiments de cette nature. La plus grande partie des poudingues que nous connaissons dans la série des terrains se montre comme le résultat de la sédimentation de matériaux amenés ou remaniés par un flux d'eau. Celui-ci peut être d'origine continentale : il décharge ses matériaux

dans des plaines basses inondées, dans des lagunes ou dans la mer. Il peut être aussi d'origine marine : le poudingue enregistre une discontinuité de sédimentation.

Si nous nous étonnons de la texture des brèches c'est que dans la nature actuelle aucune formation ne se montre qui puisse nous donner une idée de la manière dont elles ont pu se former. Nous ne pourrons l'apprendre qu'en demandant à l'étude lithologique d'une part et à l'étude des conditions de gisement d'autre part de nous éclairer ; et c'est pourquoi nous décrirons tout d'abord quelques types de brèches et de conglomérats à affinités bréchiques.

1er Type. — ***Brèches à débris de roches calcaires dans un ciment gréseux.*** — Nous trouvons de ces types dans le Dévonien des Vosges. Dans un complexe de sédiments détritiques dont les couches successives sont formées de grès feldspathiques et micacés, et qui ont la texture de l'arkose, on peut voir des lits chargés de débris anguleux d'un calcaire. Le calcaire est du type construit : il est à coralliaires, à hydrozoaires, à crinoïdes. Comparé au *grain* de l'arkose le volume des morceaux du calcaire est très gros. C'est là un caractère de conglomérat, et l'on peut ici dire *brèche*.

Dans le même terrain on trouve des lentilles du même calcaire, interstratifiées parmi des schistes, et qui constituaient des formations récifales : le calcaire de la brèche provient de leur démantellement. Les matériaux de l'arkose qui forme le ciment de la roche proviennent de la désagrégation de terres cristallines ; ils sont *anciens* par rapport à l'âge de la brèche, tandis que le calcaire est *contemporain* de celle ci.

Des conglomérats du même type mais beaucoup plus puissants comportent des blocs du même calcaire, d'un volume considérable unis à des blocs d'autre nature dans un ciment gréso-phylliteux. Ils sont intercalés dans des schistes fins et des phtanites.

Dans l'Eocène inférieur des Pyrénées on voit aussi des brèches à débris de roches calcaires et à ciment gréseux. A Urcuit, dans le bassin de l'Adour, où elles sont bien développées, on les trouve en bancs superposés dont l'âge doit être rapporté au Lutécien inférieur. Les débris du calcaire sont d'un type crayeux à Globigérines ; le ciment qui joint ces débris est un calcaire gréseux à Nummulites. Dans ce cas encore le calcaire à Globigérines est contemporain de la *formation* bréchique. Il est d'un caractère plus *pélagique* que le calcaire gréseux à Nummulites.

2e Type. — ***Brèches à débris de roches siliceuses dans un ciment gréseux.*** — Nous en trouverons encore dans le Dévonien des Vosges. Dans un ensemble de couches de phtanites et de grauwackes on observe des bancs, parfois très puissants, constitués par un conglomérat formé de morceaux plus ou moins anguleux de phtanites pris dans un ciment de grauwacke.

Les phtanites sont à radiolaires et du même type que ceux des couches au milieu desquelles se trouvent les conglomérats ; ils présentent les mêmes particularités. Là encore il s'agit de matériaux *contemporains* du conglomérat lui-même. L'allure de tels conglomérats n'est pas régulière : on les voit en couches, mais aussi l'on observe que des bancs de grauwackes prennent par place, en se chargeant de morceaux de phtanites, le faciès bréchique.

3e Type. — ***Brèches à débris de roches calcaires dans un ciment calcaire ou marneux.*** — Il y a d'innombrables brèches de ce type. Nous en citerons quelques exemples caractéristiques.

A. — Les brèches grises de Viséen de la région de Namur (dites Grandes Brèches) sont formées par les débris d'un certain nombre de roches au milieu desquelles on les trouve interstratifiées : calcaires oolithiques rubanés, calcaires à hydrozoaires. Les morceaux de ces divers calcaires sont joints par un agglomérat de plus petits débris parmi lesquels on observe des oolithes isolées, et qui passe au calcaire graveleux : la brèche est essentiellement constituée de matériaux *contemporains* de l'époque de sa formation.

Parmi les sédiments du Crétacé supérieur des Pyrénées basques, riches en brèches, dont nous parlerons plus loin, on trouve des brèches à petits éléments, formées par des débris de *calcaires pélagiques à Lagenas et Rosalines* et de silex de ces calcaires mêmes unis à des morceaux de calcaires graveleux d'affinités coralliennes, pris dans un ciment fait également de *calcaire à Lagenas et à Rosalines* ; tous calcaires contemporains. On a peine au microscope à différencier le ciment des débris remaniés.

B. — Dans ces mêmes terrains du Crétacé supérieur, des brèches puissantes affleurent. Elles unissent des matériaux calcaires à d'autres matériaux qui sont schistes et quartzites. Les blocs de ces divers matériaux sont parfois de dimensions considérables et atteignent couramment le mètre cube. Les calcaires sont des cal-

caires pélagiques à Lagenas et Rosalines et des calcaires graveleux d'affinités coralliennes identiques à ceux dont nous venons de faire mention. Il y a des débris de silex. Ces matériaux sont contemporains de l'époque de formation de la brèche. Les quarzites et les schistes sont anciens. Le ciment est fait d'un calcaire à Lagenas ou d'un calcaire marneux, parfois d'argile schisteuse.

Les conditions de gisement en sont particulièrement instructives. Ces brèches, interstratifiées au milieu de calcaires noduleux à Rosalines de caractère quelque peu phylliteux, reposent sur un mur argileux. Leur toit est fait d'un calcaire bréchique à Lagenas nettement stratifié où l'on retrouve tous les matériaux de la brèche, et dont le grain se fait de plus en plus petit à partir de la brèche (fig. 119). D'ailleurs la brèche à petits éléments de calcaire pélagique à Lagenas que nous avons citée plus haut forme elle-même le toit d'une brèche à forts éléments essentiellement calcaires.

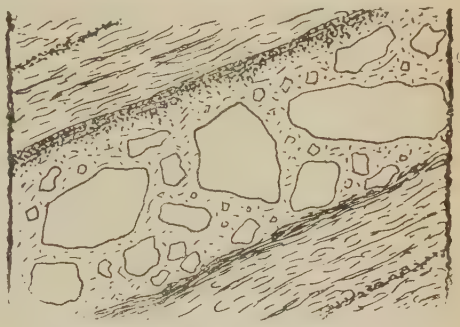


Fig. 119. — Architecture des brèches du Crétacé supérieur pyrénéen. Mur argileux, toit fait d'une brèche très fine ou d'un gravier. La brèche est interstratifiée parmi des calcaires phylliteux à délit noduleux.

L'architecture de ces brèches est donc toute particulière : elle met en évidence : à la base un substratum argileux, puis au-dessus de la brèche des calcaires bréchiques dont le grain est de plus en plus fin. Le *caractère épisodique* du sédiment bréchique est ainsi parfaitement marqué.

Ce caractère épisodique se retrouve dans des roches des mêmes terrains, qui ne sont pas à proprement parler des brèches mais des calcaires complexes, qui dans un même banc superposent des types à Rosalines, des types à Lagenas, des types à spicules et qui sont bréchiques à leur base. Leur mur est encore argileux.

C. — Un banc de roche homogène *prend* parfois la texture d'une brèche. Par exemple lorsqu'il est dolomitisé. Des morceaux anguleux de roche non dolomitique paraissent noyés dans un ciment de dolomie. Il est des cas où la *dolomitisation* a provoqué le dérangement des morceaux non dolomitisés. Des brèches dolomitiques

de ce type peuvent être observés dans le Viséen de la région de Namur. La dolomitisation est postérieure au dépôt du sédiment qui l'a subie mais contemporaine du dépôt du sédiment superposé.

Il est d'autres cas où l'on peut observer que toute une masse de calcaire a pris la texture d'une brèche. C'est le cas des « brèches rouges » du Calcaire carbonifère (Landelies en Belgique). Les types pétrographiques qui constituaient les strates sédimentaires se trouvent mélangés sans ordre dans la brèche ; le ciment est fait de calcite grenue que rend rouge l'oxyde de fer ; des concrétions ferrugineuses se voient çà et là. Il s'agit encore là de brèches d'origine secondaire et la période de leur formation est bien postérieure à la sédimentation de leurs matériaux. Il n'y a aucun rapport entre le phénomène sédimentaire qui a formé les matériaux bréchiques de la roche et celui qui a donné naissance à leur ciment.

Certaines roches calcaires *prennent* parfois *l'apparence de brèches* lorsqu'un pigment ferrugineux s'est irrégulièrement répandu dans leur masse. Il n'y a pas alors de différence essentielle de structure ou de composition entre les diverses parties de la roche qui n'a que l'apparence bréchique.

4e Type. — ***Brèches à débris de roches diverses siliceuses ou silico-alumineuses dans un ciment calcaire.*** — Nous connaissons des types de cette forme dans le Crétacé supérieur des Pyrénées basques. Des roches, principalement phylliteuses, à l'état d'esquilles sont empâtées dans un calcaire fin à Globigérines. Les esquilles phylliteuses sont anciennes ; il en est de fort volume, mais d'autres sont très menues : la roche bréchique n'est alors qu'un terme de passage aux calcaires phylliteux.

ORIGINE DES BRÈCHES

Les formations bréchiques envisagées dans leur ensemble, et mises de côté les brèches dont l'origine est due à un phénomène d'ordre chimique qui a atteint un sédiment après son dépôt, telles que les brèches par dolomitisation, nous paraissent se grouper en deux catégories. Les unes sont essentiellement formées de matériaux pris à des sédiments contemporains de leur dépôt, les autres sont faites, partiellement, au moins, de matériaux anciens par rapport à l'âge du complexe sédimentaire dont elles font partie.

Dans la première catégorie deux divisions s'imposent.

La première division comprend des brèches dont les matériaux se trouvent encore à peu près à leur place originelle : il y a eu remaniement de roches sédimentaires et mélange des divers types. Dans un complexe bréchique de cette nature, des lentilles de roches *en place* pourront être observées. Delépine, dans son étude du Calcaire carbonifère de la Belgique, en a marqué le fait pour la « Grande brèche » de la région de Namur. Dans ce cas on ne verra généralement pas de différence entre le mur et le toit de la brèche.

La deuxième division comprend des formations bréchiques dont les matériaux ne sont plus à leur place originelle. C'est le cas des conglomérats de phtanites de la vallée de la Bruche, des brèches d'Urcuit dans le bassin de l'Adour, des brèches du Crétacé supérieur basque. Il est alors très remarquable que les matériaux remaniés qui donnent au sédiment sa nature de conglomérat ou de brèche aient un caractère plus pélagique que le ciment qui les joint. Pour préciser : nous trouverons bien des phtanites en morceaux dans une pâte d'arkose, mais non l'inverse ; si la brèche est essentiellement calcaire, le calcaire remanié sera franchement pélagique tandis que le calcaire du ciment sera plus littoral. Souvent le mur sera différent du toit.

Cela posé, l'analyse des manières d'être et des conditions de gisement des brèches de la première catégorie, nous enseigne tout d'abord que les sédiments pélagiques furent assez vite consolidés. Leur masse n'était sans doute pas aussi dure qu'elle l'est aujourd'hui, mais elle n'était pas comme une boue puisque des fragments ont pu en être entraînés. Nous avons dit plus haut (Calcaires siliceux, p. 371) qu'il existait des brèches de silex, contemporaines de l'époque à laquelle s'est faite la consolidation des calcaires à silex dont elles dérivent (Pl. XXIII, fig. 5). Elles nous ont appris avec quelle rapidité la silice a pu se concentrer, se solidifier et cristalliser dans les sédiments. Nous apprenons en outre que des brèches *en place*, comme la « Grande brèche » du Viséen belge, n'ont pu se former que par l'action même de la masse d'eau de la mer qui a agi seulement pour *déranger* les sédiments. Quant aux brèches *à matériaux transportés*, elles sont aussi dues à l'action de la masse d'eau de la mer, mais un flux dut nécessairement intervenir qui provoqua le transport des matériaux. Dans certains cas (brèches du Crétacé basque) il est possible d'établir que ce flux agissait du large vers le littoral, quand la brèche s'est

mise en place : c'est alors que le mur de la brèche est différent de son toit ; l'épisode s'étant maintes fois répété. Mais dans la plupart des cas on ne peut qu'enregistrer le mélange des matériaux hétérogènes sans pouvoir déterminer dans quel sens, lors de la mise en place, agissait le flux. D'ailleurs on peut parfois enregistrer, au début et à la fin d'un épisode correspondant au phénomène qui a produit les brèches, des flux de sens inverses (calcaires bréchiques à silex du Crétacé basque) ; et c'est là encore une raison de penser que l'origine du flux est un mouvement de la mer.

Les brèches de la deuxième catégorie, qui ne devraient leur caractère qu'à des matériaux anciens, ne nous apprennent rien directement, et ce n'est qu'une discussion serrée de chaque cas particulier qui peut apprendre s'il s'agit d'un sédiment à matériaux provenant des terres émergées ou d'un sédiment à matériaux provenant du large. Mais il y a des brèches qui sont formées à la fois de matériaux remaniés contemporains de l'époque de leur dépôt et de matériaux anciens : elles abondent dans le Crétacé pyrénéen. Pour les expliquer, il est difficile d'échapper à cette idée qu'un accident tectonique a dû prendre naissance qui a permis le découvert et la fragmentation de roches anciennes. Argand attribue l'origine des nombreuses brèches qu'on observe dans les sédiments alpins à un phénomène du même ordre : les accidents tectoniques que nous présupposons eussent été selon ce savant des rides géanticlinales (cordillières) formant le front des grandes nappes alpines.

Des poudingues passent à des brèches : on peut très bien l'observer dans le Crétacé pyrénéen. Il est facile de concevoir que le flux d'eau qui provoqua la mise en place d'une brèche, en agissant tout d'abord de la mer à la côte peut, après avoir balayé la côte, entraîner au large des matériaux littoraux roulés.

Rappelons ici que nous avons signalé en étudiant les calcaires lacustres l'existence de faciès bréchiques de ces calcaires. Pour les former il semble qu'à l'action mécanique des eaux ait dû se joindre une action corrosive, mais nous ignorons à quelles causes premières l'une et l'autre sont dues.

Nous n'avons mentionné que des conglomérats et des brèches interstratifiées dans les terrains sédimentaires et dont chaque terme est un sédiment, mais il en est aussi d'autre origine.

Sur les pentes des montagnes des morceaux anguleux de roches variées s'accumulent. Qu'un ciment de carbonate de chaux concrétionné les joigne, une brèche est formée. Il ne s'agit jamais d'une formation puissante et il est douteux que les terrains anciens nous offrent des exemples de ce type.

Il est aussi des brèches qui doivent leur origine à des actions dynamiques. Elles se rencontrent dans les terrains plissés. Elles proviennent en certains cas du broyage d'une masse rocheuse et sont alors constituées par des morceaux de roche intacte pris dans une pâte faite des menus débris de la même roche. Le phénomène mécanique qui leur a donné naissance a nécessairement atteint les roches éruptives aussi bien que les roches sédimentaires et, si les actions dynamiques se produisirent au contact de roches de types différents, la brèche pourra être formée de matériaux hétérogènes. En d'autres cas, sans qu'il y ait broyage proprement dit de roches massives, il peut, du fait de la différence de ténacité de plusieurs types de roches contigus, se produire le fractionnement de l'un de ces types et son emballage dans la masse de l'autre type. C'est en particulier ce qui a lieu dans des terrains constitués par l'alternance de calcaires ou de grès durs, et de marnes tendres, quand les plissements ont provoqué la formation de zones de glissements. Ces brèches, auxquelles on a souvent donné le nom de *mylonites*, mais que l'on pourrait plus justement appeler *brèches de friction*, peuvent apporter quelque lumière dans la connaissance de la tectonique des régions où on les observe.

TROISIÈME PARTIE

LES TERRAINS CRISTALLOPHYLLIENS

LES ROCHES CRISTALLOPHYLLIENNES

Les roches cristallophylliennes ne se trouvent pas au sein des sédiments en des gisements limités, constitués par un seul type de roche, comme font très fréquemment les roches éruptives. L'aire qu'elles occupent est toujours largement développée : elles *forment des terrains* qui associent leurs divers types.

Une structure stratiforme, fine ou grossière, des phyllites ou des minéraux qui, dans la roche, sont orientés à la manière des phyllites, une masse entièrement cristalline qui s'est développée sur place, telles sont les caractéristiques principales des roches cristallophylliennes, auxquelles on donne parfois le nom général de *schistes cristallins*.

Leurs minéraux sont ceux des roches éruptives et des roches que ces dernières métamorphisent à leur contact. Quelques espèces seulement leur sont particulières : nous les décrirons en parlant des variétés qui les contiennent.

On dit souvent des terrains cristallophylliens qu'ils sont les terrains des *gneiss* et des *micaschistes*, aussi chercherons-nous tout d'abord à prendre conscience des types de roches désignées dans leur généralité par ces deux noms.

Le gneiss, proprement dit, est une roche acide à structure finement rubanée, faite de l'alternance de zones essentiellement micacées et de zones essentiellement feldspathiques et quartzeuses. Le mica est de la biotite, parfois accompagnée de muscovite ; les feldspaths sont alcalins (microcline, orthose) en grande majorité, mais la roche contient aussi des plagioclases acides.

Le gneiss a donc la composition minéralogique d'un granite. Il

diffère des roches de cette nature par sa structure zonaire. On voit toujours dans le gneiss, en certaines quantités, de l'apatite, de la magnétite, du zircon. L'association du feldspath et du quartz se fait souvent suivant le mode grenu. Les petits grains en sont juxtaposés et aucun des cristaux ne présente de forme propre (Pl. XXVII, fig. 1). Pour exprimer cette idée que les grains se sont accrus par nourrissage, restant constamment sous la forme de grains, comme s'ils avaient bourgeonné, on dit parfois que la texture des quartz et des feldspaths dans le gneiss est *granoblastique* (de βλαστανειν, pousser, germer). Souvent aussi, le quartz en grain est inclus dans le feldspath : la texture est pœcilitique (Pl. XVVII, fig. 2).

Sous la rubrique micaschiste, on comprend toute roche qui doit au développement de son mica, noir ou blanc, d'être plus ou moins grossièrement feuilletée. Au mica l'on trouve presque toujours associé du quartz. Mais il y a des variétés de micaschistes en grand nombre, qui se différencient l'une de l'autre par la présence de tel ou tel minéral particulier. On comprend bien d'ailleurs qu'un micaschiste *feldspathique* puisse passer au gneiss.

Cela posé, étudions de près les diverses manières d'être des gneiss et des micaschistes. Nous marquerons ensuite les caractères des autres types de roches cristallophylliennes.

DÉFINITION DES TYPES

GNEISS ACIDES

Les principaux éléments accessoires des gneiss qui servent à en caractériser les variétés sont la sillimanite, la cordiérite et le grenat.

La sillimanite, sous forme de longues aiguilles rassemblées parfois en amas, charge principalement les parties micacées du gneiss, ou bien elle est incluse dans la cordiérite lorsque celle-ci lui est associée. Le grenat, rouge ou rose, alumino-ferrifère, forme des grains.

Il y a des gneiss à sillimanite qui ne contiennent que très peu de mica ou qui, même n'en contiennent pas du tout : la roche est formée du mélange grenu de quartz et de microcline. La sillimanite forme des traînées et c'est elle qui donne à la roche la structure gneissique.

On trouve des gneiss à tourmaline, à disthène. Certains gneiss sont chargés d'épidote en même temps que de grenat.

Il est des gneiss très peu feldspathiques, riches en quartz, qui, dans les zones micacées, contiennent en abondance de l'épidote et du sphène et qui, dans les zones siliceuses, sont chargées de calcite, granulaire comme le quartz lui-même. Certains gneiss, très quartziques eux aussi, et parfois pauvres en mica, doivent leur structure, d'une part, à la distribution zonaire des minéraux accessoires qu'ils contiennent, tels que grenats et disthènes, et, d'autre part, au développement tabulaire des cristaux de quartz : tel est le cas de certains gneiss de Saxe auxquels les auteurs allemands donnent le nom de *granulite*. Parfois des roches de ce type, peu micacées, apparaissent au sein de massifs gneissiques comme des couches interstratifiées qui ne présentent pas toujours une structure zonaire. Elles semblent des aplites blanches, et sont fréquemment chargées de petits grenats rouges : elles forment les *leptynites* des auteurs français.

Le feldspath essentiel des gneiss, c'est le feldspath potassique. On trouve cependant parfois des gneiss dont le feldspath alcalin est l'albite. Ces gneiss sont alors chargés de riébeckite, en très menus cristaux associés à de l'épidote. Le grain en est très fin. Le quartz et l'albite forment un mélange grenu et c'est l'amphibole sodique qui, répartie par couches, donne à la roche sa structure.

Tous les gneiss n'ont pas identité de texture. Certains d'entre eux, avons-nous dit plus haut, sont grenus quant à leurs éléments blancs et d'autres contiennent des feldspaths qui tiennent, à la manière pœcilitique, des grains de quartz en forme de petites gouttes ; mais d'autres encore sont porphyroïdes et contiennent de gros cristaux de feldspaths potassiques, généralement développés dans la direction du plan g^1 et couchés dans le sens de la schistosité de la roche. Ces cristaux forment parfois comme de grosses amandes dont la section figure autant d'yeux juxtaposés, d'où le nom de *gneiss œillés* qui leur est souvent donné. Ces sortes d'amandes ou d'yeux ne sont pas toujours faites du seul feldspath potassique, mais parfois aussi d'une association de ce feldspath au quartz. Il est des cas où le gneiss n'est formé que d'amandes ainsi constituées, séparées les unes des autres par de minces lits phylliteux, essentiellement faits de chlorite : une telle roche est dite *glanduleuse*. Il y a des gneiss dont le grain est celui

des granites, et dont la texture ne se différencie de celle de cette roche que par l'orientation des paillettes de mica ou par celle des feldspaths ; on les dit souvent *gneiss granitoïdes*.

Beaucoup de gneiss montrent les traces d'actions mécaniques et la texture cataclastique y est souvent réalisée. Enfin, l'on trouve des gneiss qui ont la structure de conglomérats : ils contiennent des galets de roches cristallophylliennes diverses.

GNEISS PLAGIOCLASIQUES

Le gneiss typique est une roche acide quartzique. Certaines variétés contiennent accessoirement de la hornblende ou du pyroxène, mais généralement en quantités restreintes. Si ces métasilicates deviennent abondants, la roche qui les contient n'est plus essentiellement faite de quartz et de feldspaths potassiques, mais unit à l'amphibole ou au pyroxène un plagioclase. Ce plagioclase est plus ou moins basique, et c'est tantôt un labrador, tantôt de l'oligoclase, parfois de l'anorthite. Il est de ces roches qui sont quartziques.

Ces gneiss présentent des caractères très différents suivant leur teneur relative en éléments blancs et colorés. Quand l'élément blanc domine ou bien égale en quantité l'élément coloré, la texture de la roche rappelle celle du gneiss acide à répartition zonaire des minéraux. Quand l'élément coloré est prédominant, ou bien la roche semble un amas de minéraux en grains et se distingue à peine d'une roche éruptive grenue, ou bien elle prend un aspect schisteux du fait de l'orientation générale de ses matériaux dans une même direction.

Les roches de cette catégorie où les éléments blancs sont abondants, évoquent donc encore le gneiss proprement dit, et nous les dirons des *gneiss plagioclasiques* (on les dit aussi *gneiss pyroxéniques*, *gneiss amphiboliques*, suivant la nature de leur élément coloré). Quant aux roches formées surtout par des éléments colorés, on les désigne le plus fréquemment en se servant du nom même de ces éléments, les rattachant sous le nom de *pyroxénites* et d'*amphibolites* à des roches dans lesquelles l'élément feldspathique arrive à complètement disparaître.

Les gneiss plagioclasiques forment généralement des lentilles au sein des gneiss acides avec lesquels ils sont en concordance de stratification. On les trouve très fréquemment au voisinage de cal-

caires cristallins. Leur texture est grenue ou, si l'on veut, granoblastique. Presque toujours ils contiennent du sphène, et fréquemment des grenats. Certains gneiss plagioclasiques amphiboliques sont à biotite : l'on voit alors que la biotite a cristallisé après l'amphibole et le feldspath.

Il y a passage des gneiss amphiboliques aux gneiss pyroxéniques. Ces derniers sont parfois chargés de *wernérites*, et la constance de ce minéral crée l'entité des *gneiss pyroxéniques à wernérites*. Les wernérites forment une série de silicates calco-sodiques allant d'un pôle sodique à un pôle calcique, et qui contiennent généralement du chlore : le dipyre, élément de roches métamorphiques que nous avons déjà signalé, est une wernérite. Les wernérites jouent dans les gneiss le rôle d'un élément blanc. En certains gisements on les trouve, à l'exclusion du feldspath, formant une entité lithologique particulière qu'on ne désigne généralement pas autrement que sous le nom de *gneiss à wernérites*.

Les gneiss plagioclasiques peuvent être aussi caractérisés par la cordiérite, qu'accompagne souvent alors la sillimanite. Certaine variété de gneiss plagioclasique très riche en quartz et chargée de grenats rose pâle a reçu le nom de *kinzigite*.

MICASCHISTES

Même en employant ce terme dans le sens restreint de roche quartzique à micas du type de la biotite, de la muscovite ou de la paragonite (mica blanc sodique), on constate l'existence d'innombrables variétés de micaschistes. Elles se distinguent les unes des autres soit par la nature des éléments, soit par la structure qui dérive du volume relatif de ceux-ci. Nous nous bornerons à citer quelques types de micaschistes.

Des micaschistes dans lesquels la biotite est associée à la muscovite sont fréquemment chargés de feldspaths alcalins, et la biotite y est y est unie à la sillimanite (Pl. XXVII, fig. 5 et 6). Ils sont associés à des pegmatites formées par le large développement de leurs éléments et qui contiennent, en outre, de la tourmaline. La muscovite et la biotite sont soit intimement mélangées, soit réparties par zones. Dans certains cas, la muscovite apparaît en petits paquets dans la masse des biotites et la roche en est comme mouchetée.

Planche XXVII

Fig. 1. — ***Gneiss grenu*** (Finlande). Agrégat de grains de quartz et de feldspath. La texture est du type granoblastique.

Gr. : 20 diamètres Nicols croisés.

Fig. 2 — ***Gneiss*** (Forêt Noire). De petits grains de quartz sont pris dans des cristaux de feldspath ; çà et là des lamelles de biotite.

Gr. : 20 diamètres. Nicols croisés.

Fig. 3. — ***Gneiss*** (St-Gothard). Lamelles de biotite alignées, dans un agrégat de quartz et de feldspath.

Gr : 13 diamètres. Lumière naturelle.

Fig. 4. — ***Micaschiste à grenat*** (Saint-Gothard). Traînées de petits grenats et de lamelles de magnétite dans un fond de quartz et de mica blanc. Des cristaux de biotite sont développés perpendiculairement à la schistosité.

Gr : 10 diamètres. Lum. nat.

Fig. 5. — ***Amas de sillimanite,*** dans un ***micaschiste feldspathique*** (Saint-Briac, Ille-et-Vilaine). Les cristaux confinent à la biotite ; ils sont noyés dans une masse de feldspath et de quartz.

Gr. : 30 diamètres. Lum. nat.

Fig. 6. — ***Micaschiste à sillimanite*** (Saint-Briac). Cristaux de mica biotite chargés de grains de zircon ayant provoqué la formation d'auréoles de polychroïsme.

Gr. : 11 diamètres. Lum. nat.

Fig. 1

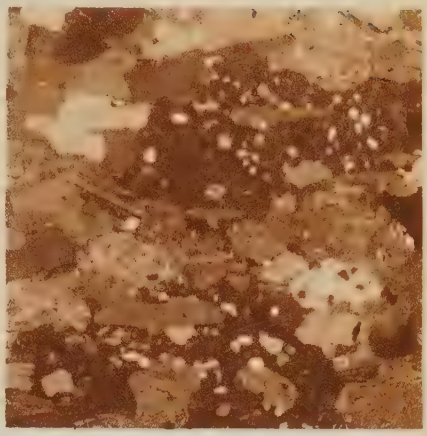


Fig. 2

Fig. 3

Fig. 4

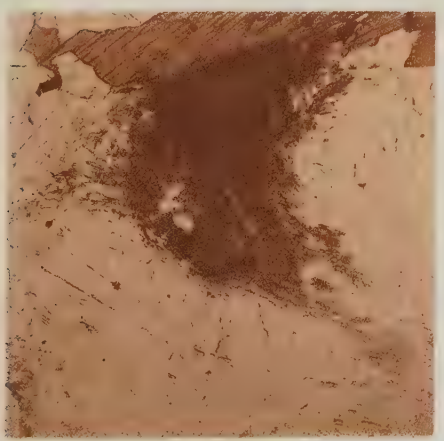


Fig. 5

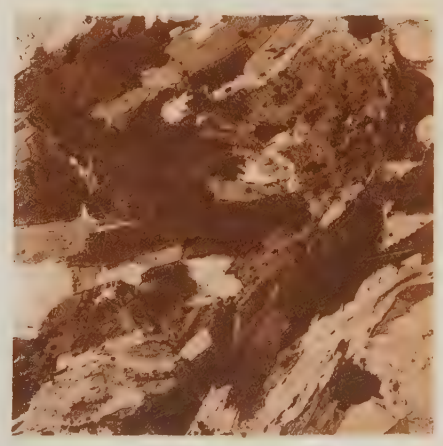


Fig. 6

Il y a des micaschistes à corindon, le plus souvent en outre à sillimanite.

Il y a des micaschistes dans lesquels le disthène, la staurotide ou le grenat sont abondants (Pl. XXVII, fig. 4). Ces minéraux peuvent se trouver concurremment dans la même roche. Ils sont généralement nettement formés. Le grenat, en particulier, cristallise en rhombododécaèdres à faces nettes, plus ou moins modifiés par des faces adventives ; il contient en inclusions le quartz, l'épidote ou la zoïsite qui peuvent charger le micaschiste, mais pas le mica.

Il y a des micaschistes à hornblende : les cristaux de ce minéral sont parfois développés perpendiculairement à la stratification de la roche ; leur contour apparaît en lames minces comme déchiqueté et l'on voit quartz et mica les traverser à leur périphérie.

Les micaschistes à épidote ou à zoïsite sont fréquents. Essentiellement faits de grains de quartz et de lamelles de micas blancs et noirs, ils contiennent des files de grains d'épidote ou de zoïsite. Des plagioclases sont parfois associés au quartz.

Signalons en outre que certains micaschistes sont graphitiques, et qu'en cette variété même ils passent au gneiss.

Les micaschistes, qu'ils soient ou non feldspathiques, et les gneiss proprement dits sont très fréquemment chargés de filons, dirigés le plus souvent comme leurs strates, mais qui parfois émettent des digitations qui les recoupent. Ces filons sont composés de quartz et de feldspaths avec plus ou moins de mica, en cristaux largement développés, et qu'accompagne fréquemment la tourmaline ; la texture du quartz et du feldspath est souvent graphique : ce sont des pegmatites. Elles sont remplacées en bien des cas par de simples filons quartzeux.

A Madagascar, dans le massif ancien, de tels filons quartzeux sont aurifères. L'or est d'ailleurs répandu dans les gneiss et les micaschistes : il apparaît à l'état d'inclusions dans les minéraux silicatés, biotite, oligoclase, orthose et quartz, sous forme de petits cristaux, et leur est par conséquent antérieur.

Le micaschiste est avant tout une roche dans laquelle les proportions de mica dominent. Si le quartz devient abondant et que le mica noir ne joue plus qu'un rôle secondaire, la roche passe au *quartzite*. Le type intermédiaire entre micaschiste et quartzit serait nommé *quartzite micacé*. La roche possède encore les caractères des roches cristallophylliennes soit du fait de la répar-

tition zonaire des micas, soit du fait du développement tabulaire des quartz ; ainsi se distingue-t-elle des sédiments auxquels est aussi donné le nom de quartzite.

CHLORITOSCHISTES

Ils ont même allure que les micaschistes, mais leur phyllite principale se trouve être la chlorite. Ils sont souvent riches en magnétite, en grenat, et chargés d'épidote, de zoïsite, d'actinote. Certaines variétés de chloritoschistes sont caractérisées par la présence, dans leur masse, de gros rhomboèdres de carbonates dolomitiques.

Dans les *talcschistes* la phyllite est le talc. Les talcschistes du Zillerthal sont chargés de longs cristaux d'actinote.

AMPHIBOLITES

Nous désignons ainsi des roches qui sont essentiellement faites d'amphibole (Pl. XXVIII, fig. 2). Elles peuvent être, en outre, feldspathiques, et parfois aussi quartziques, mais le feldspath y est généralement peu développé. Ces roches sont d'un noir brunâtre ou d'un noir verdâtre, suivant la nature de l'amphibole qui peut être une hornblende brune ou la hornblende commune, verte par transparence. Les cristaux de hornblende, généralement trapus, sont grossièrement orientés dans le même sens et donnent à la roche son caractère cristallophyllien.

Fig. 120. — Auréole kélyphitique autour d'un grenat dans une éclogite. *Gr.* : *30 diamètres.*

Les amphibolites contiennent très constamment du sphène et du fer titané. Elles sont souvent à biotite. Elles passent aux micaschistes comme elles passent aussi aux gneiss plagioclasiques. Les plagioclases sont parfois répartis en traînées dans la roche, tandis que d'autres fois ils lui donnent un aspect moucheté.

Les amphibolites sont fréquemment grenatifères. Presque tou-

jours on voit, en lames minces, autour des grenats, une auréole radiée faite de l'assemblage de fibres feldspathiques et amphiboliques dont la texture est dite *diablastique* (fig. 120). On donne à cette croûte qui semble auréoler le grenat, le nom de kélyphite (χηλγφη : couronne).

Certaines amphibolites sont pyroxéniques, et leur pyroxène est parfois un pyroxène rhombique tel que l'hypersthène ; elles peuvent, en outre, se charger d'olivine. Elles tendent donc, lorsque toute structure zonaire disparaît, à se rapprocher des roches éruptives les plus basiques que nous avons étudiées.

Il y a des amphibolites à zoïsite où épidote, et celles-ci sont souvent chargées d'albite. Certaines d'entre elles sont en outre chloriteuses. Ces dernières appartiennent à la série des *prasinites* des géologues alpins (Pl. XXVIII, fig. 3). Sous cette rubrique sont habituellementgroupées des roches vertes essentiellement constituées : 1° par le feldspath albite ou par un plagioclase très peu calcique ; 2° par l'épidote, la zoïsite ; 3° par l'amphibole, la chlorite. Tous ces minéraux se trouvent en proportions variables. Ils peuvent être unis à de la calcite et parfois à un peu de quartz. Il y a donc de nombreuses variétés de prasinites. Les unes passent aux amphibolites, et il est des termes qui ne sont faits que d'amphibole et d'albite ; les autres passent aux chloritoschistes.

Certaines amphibolites sont caractérisées par les amphiboles orthorhombiques qu'on nomme *gédrite* et *antophyllite*, et unissent parfois l'un de ces minéraux à l'actinote et au mica biotite. Il y a d'ailleurs des amphibolites faites d'un amas d'aiguilles d'actinote, et celles-ci forment, en certains cas, de grands et beaux cristaux dans une masse de talc ; elles passent aux talcschistes.

GLAUCOPHANITES

Nous désignons ainsi des amphibolites dont le constituant essentiel est une amphibole sodique de formule $Na\,Al\,Si^2O^6.(Fe\,Mg)SiO^3$, la *Glaucophane*. Ce minéral est caractérisé par sa couleur, et en lames minces par son polychroïsme intense dans les tons bleu violacé et violet pâle.

Dans les glaucophanites, la glaucophane, en cristaux aciculaires, est généralement associée à l'épidote (Pl. XXVIII, fig. 1), et parfois au grenat. Il est de ces roches qui sont faites de grenat rose,

de glaucophane et d'épidote, et que chargent du mica blanc et des cristaux de rutile trapus. Il en est d'autres dans lesquelles l'épidote et la glaucophane se trouvent unies à la chlorite, et sont moulées par l'albite et la calcite ; elles sont parfois, en outre, chargées de quartz et de mica blanc : elles se rattachent à la famille des prasinites.

Le développement du mica, qui a cristallisé toujours après la glaucophane et l'épidote, fait passer ces roches à de véritables schistes : *schistes à glaucophane*. L'épidote est parfois plus abondante que la glaucophane et la roche devient ce qu'on peut nommer une *épidotite*.

PYROXÉNITES

Les amphibolites pyroxéniques passent aux véritables pyroxénites, roches qui peuvent n'être que des gneiss à pyroxène, très peu feldspathiques, mais qui sont souvent totalement dépourvues de feldspaths et présentent alors des variétés particulièrement intéressantes.

Ces pyroxénites sont généralement des roches grenues, et le plus souvent leur texture ne rappelle pas celle des roches cristallophylliennes. Elles sont très fréquemment amphiboliques, et grenatifères. Certaines d'entre elles sont caractérisées par l'association du grenat à un pyroxène vert sodique, l'omphazite. Les roches ainsi constituées ont été nommées *éclogites* par Haüy pour signifier le *choix* singulier des matériaux qui les composent.

Le grenat des éclogites est l'almandin. Elles sont constamment chargées de rutile et, accidentellement, d'amphibole, de mica, de disthène, de zoïsite. Le grenat est souvent entouré d'une écorce amphibolique de type kélyphitique. Il y a même parfois substitution de la kélyphite au grenat. Le pyroxène peut être atteint lui-même par une transformation qui en gagne la masse à partir de la surface et en fait un mélange, à texture diablastique, d'amphibole ou de pyroxène et d'un élément blanc, quartz ou feldspath ; de sorte que toute la roche peut devenir un amas kélyphitique.

D'autres pyroxénites, rares d'ailleurs, sont constituées par les cristaux enchevêtrés de pyroxènes sodiques du type de la *jadéite* ($Na^2O\ Al^2O^3\ 4SiO^2$), ou de ce qu'on nomme encore la *chloroméla-*

nite (pyroxène alcalin riche en fer). La texture de ces roches est plus ou moins gneissique.

Il y a des *pyroxénites à olivine*, qui passent à de véritables péridotites. Certaines d'entre elles sont en outre chargées de grenat. Elles ne se distinguent pas, au point de vue micrographique, des roches éruptives de même composition.

Les *serpentines*, qu'on rencontre très fréquemment parmi les roches des terrains cristallophylliens, sont des péridotites ou des pyroxénolites à olivine dont les minéraux primitifs ont été transformés. Dans quelques-uns de leurs types, on voit encore des restes d'olivine. Leur masse est le plus souvent constituée par un mélange de serpentine fibreuse (antigorite) et de serpentine largement cristalline (bastite). On y trouve toujours de la magnétite, et fréquemment de l'amphibole actinote. Elles ont parfois une structure schisteuse.

ROCHES CRISTALLOPHYLLIENNES A NÉPHÉLINE

Elles sont rares. On les a citées en quelques gisements : au Portugal, à Madagascar.

La roche du Portugal (Cevadaes) est à néphéline, à microcline, et contient une amphibole alcaline. La roche de Madagascar est à néphéline, albite et microcline, et contient une amphibole sodique voisine de la hastingsite, une biotite verte et de l'ægyrine. Le rubanement de la roche vient de l'orientation des minéraux colorés et de l'aplatissement des feldspaths. A. Lacroix qui l'a décrite a montré qu'elle était associée à des types grenatifères contenant peu ou pas d'amphibole, formant une *leptynite néphélinique*.

Tant au Portugal qu'à Madagascar, ces roches sont situées dans un complexe de roches cristallophylliennes acides.

CALCAIRES CRISTALLINS

Des calcaires, parfois dolomitiques, se trouvent très fréquemment parmi les roches des terrains cristallophylliens. Ils sont faits de cristaux de carbonates, en mélange grenu, et sont, le plus souvent, chargés de minéraux variés. Ceux-ci, par leur répartition zonaire, accusent le caractère cristallophyllien de ces roches, que vient accroître parfois, en outre, une schistosité d'origine dyna-

mique. On désigne souvent ces calcaires sous le nom de *cipolins*.

Il y a des cipolins qui sont principalement chargés de minéraux essentiellement magnésiens : spinelles, péridots, micas (muscovite, phlogopite), humites (silicates ferro-magnésiens hydrofluorés). Les péridots sont parfois altérés, aussi certains cipolins ne contiennent-ils que leurs pseudomorphoses serpentineuses. A ces minéraux est parfois associé le diopside.

Il est d'autres cipolins riches en minéraux calciques et calco-magnésiens : ils contiennent constamment du diopside, associé ou non à des amphiboles (trémolite, actinote, hornblende), à des micas, à des feldspaths, à du quartz, à du sphène.

Certains calcaires cristallins sont principalement chargés d'épidote, de zoïsite, de pyroxènes ou d'amphiboles calciques, de wollastonite. Il y a des cipolins qui contiennent de petites paillettes de graphite. La pyrrhotine (Fe^7S^8) s'y trouve assez constamment. Il existe d'ailleurs des cipolins de constitution toute particulière et nous citerons celui de Franklin, dans le New-Jersey, où l'on trouve associées la zincite (ZnO), la franklinite (spinelle ferro-zincique), la willémite ($2ZnO\ SiO^2$), dans la calcite.

Les calcaires cristallins riches en minéraux pailletés tels que les micas, les chlorites ou le talc, passent aux *calcaires phylliteux*.

COMPOSITION CHIMIQUE DE QUELQUES TYPES DE ROCHES CRISTALLOPHYLLIENNES

A. Gneiss à deux micas, Antigorio (Simplon).
B. Gneiss très micacé, Madagascar.
C. Gneiss à sillimanite et cordiérite, Forêt-Noire.
D. Leptynite grenatifère, Forêt-Noire.
E. Gneiss plagioclasique, Halland (Suède).
F. Pyroxénite feldspathique, Roguédas (Morbihan).
G. Gneiss à wernérites, Ville-ès-Martin (près St-Nazaire).
H. Micaschiste à staurotide, Tessin.
I. Micaschiste, Piedmont Dist. (Etats-Unis d'Amérique).
J. Amphibolite feldspathique, St-Pierre-sur-l'Hatte (Vosges d'Alsace).
K. Amphibolite, Rauenthal (Vosges d'Alsace).
L. Amphibolite grenatifère, à biotite et fer titané, Forêt-Noire.
M. Prasinite, Gornergrat (Suisse).
N. Glaucophanite à albite, Val-de-Bagne (Valais).
O. Eclogite, Loire-Inférieure.
P. Gneiss néphélinique, Cevadaes (Portugal).
Q. Calcaire à silicates, Gornergrat (Suisse).
R. Calcaire phylliteux, tunnel du Simplon.
S. Marbre dolomitique, tunnel du Simplon.
T. Marbre de Carrare, Apennin.

	A	B	C	D	E	F	G	H	I
SiO^2	71,58	61,48	61,20	76,10	53,96	47,92	52,72	66,97	42,10
TiO^2	0,13	1,71	1,19	—	2,45	1,24	1,39	1,06	3,28
Al^2O^3	13,84	14,01	17,40	11,19	15,98	19,55	16,43	14,22	30,86
Fe^2O^3	1,54	6,66	1,20	1,66	2,76	1,27	2,00	2,66	7,28
FeO	0,64	3,85	5,76	traces	6,16	3,34	2,57	2,37	—
CaO	1,52	3,92	0,93	0,45	5,82	18,90	14,52	2,48	—
MgO	0,51	4,53	2,53	0,22	1,58	3,45	4,11	2,30	1,80
K^2O	5,41	1,89	4,07	6,91	3,72	1,09	2,21	2,63	6,87
Na^2O	3,17	1,74	2,86	3,82	4,18	1,68	2,76	3,83	0,66
P^2O^5	—	0,31	—	—	1,85	0,47	0,11	—	traces
H^2O +	1,65	0,11	2,19	0,18	0,27	0,91	0,81	1,21	5,91
H^2O —	0,03	0,15				0,21	0,35		
Divers	—	—	—	—	0,81 [a]	—	0,24 [b]	—	—
	100,02	100,36	99,33	100,33	99,54	100,03	100,22	99,73	99,76

[a] MnO 0,27, BaO 0,19, FeS^2 0,35.
[b] CO^2 0,16, Cl 0,08.

	J	K	L	M	N	O	P	Q	R
SiO^2	45,98	46,41	48,41	46,68	45,96	49,86	59,52	26,91	35,25
TiO^2	0,08	—	2,20	0,36	4,68	3,02	traces	0,23	0,73
Al^2O^3	18,88	6,73	16,42	24,52	12,77	10,33	21,24	5,54	12,60
Fe^2O^3	4,37	4,65	2,20	2,14	6,00	5,88	2,71	1,24	4,22
FeO	7,83	2,11	8,10	2,78	8,14	8,09	0,48	2,18	
CaO	11,41	10,64	8,95	12,61	5,99	12,92	0,48	30,42	21,26
MgO	6,44	26,25	7,38	7,03	4,87	5,21	0,12	6,14	2,37
K^2O	0,93	—	3,30	2,36	0,98	0,17	3,92	1,00	2,06
Na^2O	2,72	—	2,42	0,25	6,06	3,56	10,72	0,22	1,21
P^2O^5	traces	—	—	—	—	0,69	—	CO^2: 24,51	13,84
H^2O +	0,90	3,58	1,15	0,80	3,42	0,17	0,50	1,47	2,24
H^2O —					0,07	0,07		0,13	0,24
Divers	—	—	—	9,04 [c]	1,37 [d]	—	—	0,24 [e]	4,11 [f]
	99,54	100,37	100,53	99,57	100,31	99,97	100,06	100,23	100,21

[c] MnO. [d] CO^2. [e] MnO. [f] C.

	S	T
CO^2	45,67	43,92
SiO^2	1,97	0,16
FeO + Fe^2O^3	0,42	0,08
Al^2O^3	—	
CaO	32,96	55,32
MgO	18,50	0,43
Résidus	0,30	—
	99,82	99,91

Fig. 1. — ***Glaucophanite à épidote*** (Val de Bagne, Valais). La glaucophane (teintée) unie à l'épidote (plus réfringente) est noyée dans une masse de quartz et d'albite.

Gr. : 10 diamètres. Lumière naturelle.

Fig. 2. — ***Amphibolite*** (Tyrol). Hornblende verte et fer titané associés à du quartz et à un plagioclase acide.

Gr. : 20 diamètres. Lum nat.

Fig. 3.— ***Prasinite*** (Grisons). Chlorite, épidote et albite.

Gr. : 20 diamètres. Lum. nat.

Fig. 4. — ***Schiste ottrélilifère*** (Cambrien supérieur, Vielsalm en Ardennes belges). Cristaux d'ottrélite et petits prismes de rutile dans un fond de séricite et de quartz.

Gr. : 66 diamètres. Lum. nat.

Fig. 5. — ***Schiste grenatifère*** (***Coticule*** de Vielsalm). Nombreux petits cristaux de grenat spessartine dans une masse de mica séricite chargée de petits prismes de rutile.

Gr. : 100 diamètres. Lum. nat.

Fig. 6. — ***Grès phylliteux charbonneux grenatifère*** (Dévonien inférieur. Bastogne en Ardennes belges). Cristal de grenat spessartine à inclusions charbonneuses régulièrement réparties, dans une masse de grains de quartz clastique et de paillettes de mica et de chlorite imprégnées de matières charbonneuses.

Gr. : 30 diamètres. Lum. nat.

Fig. 1

Fig. 4

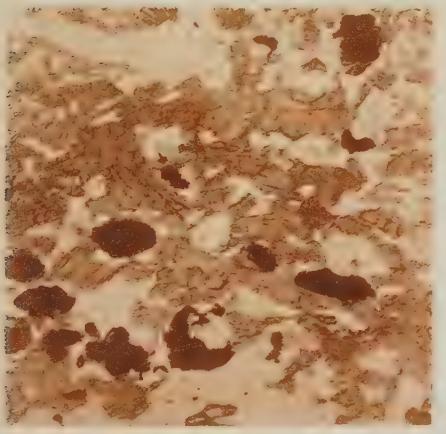


Fig. 2

Fig. 5

Fig. 3

Fig. 6

DES DIVERS MODES D'ASSOCIATION DES ROCHES CRISTALLOPHYLLIENNES

Nous nous bornerons à quelques exemples :

C. Barrois a montré qu'en Bretagne, dans les régions de la côte Sud, on pouvait observer : d'une part, des gneiss granitoïdes alternant avec des micaschistes et des amphibolites et passant à des granites gneissiques ; d'autre part, des micaschistes alternant avec des amphibolites et des pyroxénites associées à des éclogites, à des serpentines, à des chloritoschistes ; enfin des micaschistes à minéraux variés tels que sillimanite, staurotide, grenat, glaucophane, associés à des quartzites séricitiques et à des cipolins. Ces diverses roches constituent les formations réunies sous les noms de gneiss de Quimperlé, de micaschistes d'Audierne, et de schistes à minéraux de Groix, et se succèdent de telle manière de bas en haut.

Dans la Loire-Inférieure, les gneiss plagioclasiques à pyroxènes affleurent au sein de gneiss et de micaschistes acides.

Sur la côte Nord de Bretagne, vers Dinard et St-Malo, des gneiss à pyroxènes alternent avec des gneiss amphiboliques, et font partie d'un ensemble principalement constitué par des micaschistes.

Sur la bordure Sud-Ouest du Massif Central français, Mouret a mis en évidence l'association des micaschistes et de nombreux lits d'amphibolites, chargées fréquemment d'éclogites. A l'Est du même massif, des alternances de lits d'amphibolites avec des chloritoschistes et des gneiss ont été signalées par P. Termier. Ces amphibolites passent à des pyroxénites grenatifères.

Dans les Vosges d'Alsace, on voit affleurer le terrain cristallophyllien entre Ste-Marie-aux-Mines et Ribeauvillé. Il est formé de gneiss de types divers, de micaschistes à grenat, d'amphibolites, de serpentines, de cipolins. Ces derniers sont très nettement stratiformes. Ils confinent à des gneiss plagioclasiques et alternent parfois avec eux comme font entre elles des couches sédimentaires calcaires et argileuses.

Dans les Alpes françaises, les études de P. Termier ont mis en évidence l'association de gneiss, de micaschistes, de glaucophanites et l'existence, en certains points, de conglomérats interstratifiés.

Dans les Alpes suisses, Schnell a marqué les caractères du mode d'association des roches vertes cristallophylliennes : péridotites, serpentines, pyroxénites, chloritoschistes, prasinites et alcaires silicatés forment des noyaux basiques parmi les gneiss chargés de lits d'amphibolites.

A. Lacroix a décrit l'association intime à Madagascar de cipolins à minéraux seulement magnésiens, de cipolins à minéraux calciques et calco-magnésiens, de gneiss à pyroxènes généralement plagioclasiques, parfois orthosiques, de roches faites de grenat grossulaire et d'anorthite, d'amphibolites feldspathiques, de roches de wernérites ou de wollastonite, et de pyroxénites.

RAPPORT DES TERRAINS CRISTALLOPHYLLIENS AVEC LES ROCHES ÉRUPTIVES. IDÉE DE L'ORIGINE DES ROCHES CRISTALLOPHYLLIENNES.

L'ensemble des formations des terrains cristallophylliens met en évidence la très grande prédominance des roches acides auxquelles s'associent, de manière assez constante, mais formant une masse relativement faible, les amphibolites. Les termes basiques des roches de ces terrains ne se trouvent qu'en très faible quantité.

Au sein des roches cristallophylliennes on voit le plus souvent apparaître des roches éruptives, et la plus grande masse de celles-ci est constituée par des granites. Très souvent, l'on peut constater le passage progressif du granite au gneiss ; et si l'on peut bien, sur une carte, marquer grossièrement l'aire du granite, il est parfois difficile, sur le terrain, de saisir les limites précises du granite et du gneiss. En certains cas, l'individualité des deux types de roches est assez nettement marquée : on constate alors que le granite semble irrégulièrement injecté dans les feuillets du gneiss à son contact avec ceux-ci. Les granites d'ailleurs, envisagés par rapport à l'ensemble des strates des roches cristallophylliennes, semblent couper celles-ci « à l'emporte-pièce » comme ils font des roches sédimentaires.

Le gabbro du Pallet, dans la Loire-Inférieure, décrit par A. Lacroix, se trouve au sein de micaschistes. Au milieu du gabbro

et sur sa bordure il y a des lambeaux d'amphibolites feldspathiques. Par une étude minutieuse de la texture du gabbro A. Lacroix a montré qu'il y avait dans la masse même de ce massif des zones, de quelques millimètres d'épaisseur, faites de fragments anguleux de plagioclases et de diallage transformé en amphibole ; éléments qui sont cimentés par un amas d'aiguille d'actinote et par des produits d'altération de l'ilménite. Ces zones ont les caractères de parties écrasées dont les matériaux auraient partiellement recristallisé. Une réelle schistosité d'écrasement se trouve d'ailleurs en certaines portions de la masse du gabbro dont le diallage est alors ouralitisé ; le feldspath, en recristallisant à partir de ses morceaux brisés, devient granulaire tandis que de l'amphibole se forme. A partir des éléments d'un gabbro une amphibolite feldspathique peut donc être produite, sous l'influence de déformations mécaniques et de recristallisations. Telle serait l'origine d'une partie des amphibolites associées au gabbro du Pallet, et qu'on voit d'ailleurs en outre en intercalations au milieu de micaschistes écrasés.

Il n'y a pas que dans le cas du gabbro du Pallet que l'on puisse observer des roches cristallophylliennes dont l'origine est due à une modification de roches éruptives. A. Lacroix a encore montré l'existence de faits de cet ordre à Madagascar. Des granites porphyroïdes prennent sous l'influence d'actions dynamiques la texture cataclastique et se transforment en roches dont l'aspect est celui des gneiss œillés. Si des recristallisations se produisent la texture devient granoblastique et de véritables gneiss se forment. Ainsi est-on conduit à observer des séries gneissiques chargées de granites, où les limites entre granites et gneiss sont insaisissables. Dans ces séries acides on peut observer des roches cristallophylliennes basiques : amphibolites ou pyroxénites. L'étude de leur texture donne en certains cas la conviction qu'elles résultent de la transformation de roches de la famille des gabbros.

L'étude des roches que les géologues alpins réunissent dans le groupe des prasinites montre qu'il s'agit encore là de roches éruptives transformées par actions dynamiques et recristallisations. Les altérations profondes subies par les gabbros nous ont montré que leurs feldspaths calcosodiques se transformaient fréquemment en un mélange d'albite et d'épidote ou de zoïsite, tandis que l'amphibole s'ouralitisait. De la calcite charge très fréquemment des roches ainsi altérées, dans lesquelles on peut on outre trouver de la

chlorite si le gabbro était à biotite. On conçoit que l'ensemble de ces produits puisse donner les roches cristallophylliennes amphiboliques, chloriteuses, albitiques et calcaires qui forment le groupe des prasinites. Les roches mères de ces roches seraient des gabbros de types divers.

Les prasinites sont des roches calcaires, très souvent du moins, et leur origine est due à une transformation de roches éruptives qui n'étaient pas originellement carbonatées. S'il y a lieu de penser que certains calcaires cristallins, riches en épidote ou en zoïsite, ont pu avoir une origine analogue, on ne peut cependant imaginer que les cipolins à minéraux qu'on voit dans les terrains cristallophylliens dérivent eux aussi de roches éruptives. En les comparant aux calcaires d'origine sédimentaire qui furent transformés au voisinage des roches éruptives, on acquiert très vite cette conviction qu'ils furent originellement des calcaires ou des calcaires dolomitiques sédimentaires qu'atteignit un certain métamorphisme.

Cette notion de production d'une roche cristallophyllienne à partir d'une roche sédimentaire peut être étendue d'ailleurs à toutes les roches cristallophylliennes que nous venons d'étudier, et nous montrerons sa légitimité en exposant les rapports des terrains cristallophylliens avec les terrains sédimentaires.

RAPPORTS DES TERRAINS CRISTALLOPHYLLIENS AVEC LES TERRAINS SÉDIMENTAIRES. LE MÉTAMORPHISME RÉGIONAL.

Dans les très anciennes régions plissées on peut observer des séries de roches, qui passent les unes aux autres, et qui comprennent des termes cristallophylliens et des termes sédimentaires de caractère détritique ; mais, pour un même complexe de couches, on ne voit pas en général de passage latéral des types cristallophylliens aux types détritiques. Dans la plupart des cas le passage ne peut être observé qu'en partant des couches les plus récentes, et ce sont les plus détritiques, et en explorant les terrains sur lesquels elles reposent, et de plus en plus profondément, à con-

dition toutefois que la position primitive des terrains telle qu'elle était avant le plissement puisse être reconstituée.

Cependant, Bergeron a montré que, dans la Montagne Noire, de plissement hercynien, des schistes cambriens nettement datés, situés entre deux bandes de calcaires, passaient latéralement à des micaschistes et gneiss. Des grès du même âge se transforment en leptynites, et les calcaires eux-mêmes se chargent d'amphibole, de pyroxène et d'épidote, et deviennent identiques à ces cornéennes vertes qu'on trouve souvent au contact des roches éruptives acides et des calcaires.

Les Alpes nous montrent des phénomènes du même ordre, non dans leurs parties hercyniennes, mais dans leurs parties alpines proprement dites. Les travaux de P. Termier, Franchi et Zaccagna ont mis en évidence le passage, dans les Alpes franco-italiennes, des grès à anthracite du houiller et des sédiments permiens qui leur sont superposés à des micaschistes et à des gneiss (micaschistes et gneiss de la Vanoise, du Mont-Pourri, du Grand-Paradis, du Mont-Rose, du Tessin). Quand, traversant les Alpes franco-italiennes à partir de la zone du Briançonnais, on va de l'ouest à l'est, on voit, d'après P. Termier, le caractère détritique des roches du permo-houiller disparaître : la masse des strates prend le caractère des roches cristallophylliennes et plus on va vers l'est, plus on voit les roches se charger largement de feldspaths alcalins. Des micaschistes un peu feldspathiques, des quartzites micacés, des glaucophanites à caractère de prasinite, se montrent tout d'abord ; puis l'on voit les micaschistes alterner avec des gneiss finement zonés, et dans ce complexe on trouve des veines d'anthracite. Bientôt l'on voit s'intercaler des gneiss à grands cristaux d'orthose (faciès Grand-Paradis) ; et au Grand-Paradis même ce sont ces roches qui prédominent sur toutes les autres. Si l'on descend dans la série on voit les gneiss devenir de plus en plus semblables à du granite. Avec les prasinites à glaucophane, issues sans doute de roches de la famille des gabbros, quelques diorites et syénites d'affleurement très limité représentent les seules roches éruptives encore visibles de ce *complexe métamorphique*.

Au-dessus de ce complexe, le Trias, représenté par des calcaires, n'est pas métamorphique dans le Briançonnais, le Queyras et l'Ubaye, mais plus au Nord (Modane, La Vanoise), on en voit les calcaires se charger d'albite, les quartzites de mica et les

schistes de tourmaline et de chloritoïde. En haute Maurienne le Trias est représenté par des marbres où se sont développés des feldspaths et du mica blanc.

Au voisinage des roches cristallophylliennes qui se sont élaborées aux dépens des sédiments permo-houillers on voit encore dans les Alpes tout un ensemble cristallophyllien auquel est souvent donné le nom de « série des schistes lustrés ». P. Termier a montré que cette série est principalement caractérisée par la présence d'une roche schisteuse cristalline, formée de zones minces alternes de calcite, de quartz et d'un feutrage de mica blanc chargé d'ilménite et de rutile. Parmi les roches de cette nature on voit en beaucoup de points des bancs de micaschistes et de chloritoschistes comme ceux qu'on trouve dans la série cristallophyllienne permo-houillère. En d'autres points quelques assises calcaires, d'un caractère nettement sédimentaire contiennent des fossiles liasiques. Il y a tout lieu de penser d'après la position des « schistes lustrés » qu'ils représentent un complexe métamorphique dont l'ensemble est issu de sédiments qui se sont déposés depuis le Trias supérieur jusqu'à l'Eocène. Gabbros, péridotites, serpentines, variolites, amphibolites, glaucophanites sont ou représentent parmi les schistes lustrés des roches éruptives dont la masse est parfois puissante, telle celle qui forme aujourd'hui le Mont Viso.

Il suffit de ces quelques exemples pour bien montrer que les terrains cristallophylliens peuvent résulter du *métamorphisme* des terrains sédimentaires.

Nous arrivons donc à l'idée d'une dualité d'origine des roches cristallophylliennes : les unes furent des roches éruptives qui sous l'influence des phénomènes dynamiques se sont déformées, ont recristallisé, et se sont muées en roches cristallophylliennes ; les autres étaient des roches sédimentaires qui directement se sont transformées en roches cristallophylliennes.

On donne souvent le nom d'*Orthogneiss* aux gneiss qui ont la première origine, et celui de *Paragneiss* aux gneiss qui ont pris naissance de la seconde manière.

Il y a lieu de remarquer que les phénomènes qui conduisent d'une part à la formation des roches du groupe des orthogneiss et d'autre part à celle des roches du groupe des paragneiss peuvent se superposer. Ainsi pouvons-nous, dans les séries cristallophylliennes de *paramétamorphisme*, observer d'anciennes roches

éruptives transformées par *orthométamorphisme*, mais d'autre part modifiées par le paramétamorphisme lui-même. Certaines roches à glaucophane et albite semblent bien être des prasinites dans lesquelles le développement de la glaucophane est dû au paramétamorphisme.

Il y a entre l'état métamorphique des terrains qui forment les complexes cristallophylliens et celui des sédiments qu'on observe au contact des roches éruptives une différence d'ampleur, mais il n'y a pas une différence essentielle de nature. Le métamorphisme qui a atteint tout un pays est dit *régional*.

Si les conditions de la production du *métamorphisme de contact* sont intimement liées à celles qui ont présidé à la « mise en place » des roches éruptives, elles n'appellent pas nécessairement *a priori* ces dernières, et nous pouvons parfaitement concevoir que le métamorphisme régional est dû aux mêmes causes originelles que le métamorphisme de contact. On acquiert ce sentiment que, d'une manière générale, les roches cristallophylliennes produites par paramétamorphisme proviennent de sédiments enrichis en alcalis : une matière passive, des éléments actifs qui partiellement y ont été incorporés sont intervenus pour les produire. Sur ces éléments actifs nous n'avons pas de précisions plus grandes que celles que nous avons sur les éléments analogues dont nous avons pris notion à propos des roches éruptives de massif.

Il y a lieu de remarquer que l'importance relative des différents groupes de roches cristallophylliennes est tout à fait comparable à celle des groupes de roches éruptives. Dans la série des roches cristallophylliennes comme dans celle des roches éruptives, les roches « à fumerolle hyposiliceuse » sont exceptionnelles. On ne peut d'ailleurs pas, de cette constatation, tirer argument en faveur de l'origine de ces roches soit par ortho, soit par paramétamorphisme.

DE QUELQUES ROCHES MÉTAMORPHIQUES

Loin parfois de tout terrain cristallophyllien proprement dit, et sans relations directes avec des roches éruptives, on observe des roches sédimentaires d'un caractère parfaitement net mais qu'un métamorphisme régional a partiellement modifiées.

Nous citerons comme exemples de roches de cette nature :

1° *Les schistes ottrélitifères.* — Ils sont essentiellement formés de quartz en grains clastiques et de séricite, et sont chargés de menus cristaux trapus de rutile et de magnétite, et l'ottrélite (1) s'y trouve développée en lamelles d'un noir brillant, souvent fort grandes. Le quartz, le rutile, la magnétite sont inclus dans les cristaux d'ottrélite, mais on n'y voit point de séricite. Si les roches ont subi des actions dynamiques et que les cristaux d'ottrélite ont été brisés, on voit qu'entre leurs morceaux séparés se sont développés quartz et séricite de néoformation (Pl. XXVIII, fig. 4).

2° *Les schistes grenatifères.* — Leur masse est faite de séricite mais ils sont chargés d'une grande quantité de petits cristaux trapus de rutile et de cristaux d'un grenat titanifère et manganésifère, le spessartine ; de la tourmaline y est en outre régulièrement développée. Ils sont, à cet état, d'un blanc jaunâtre. Ils forment en certains cas des lits de faible puissance (exploités en Ardennes comme pierre à aiguiser, dite *coticule*. Pl. XXVIII, fig. 5) dans un complexe de couches rougeâtres de même composition mais chargées en plus de petits cristaux d'oligiste et qu'on nomme *schistes oligistifères*.

Dans le Cambrien d'Ardenne les schistes ottrélitifères, oligistifères et grenatifères ont un beau développement. Dans les environs de Viel Salm, en Belgique, ils forment un *terrain métamorphique* dont les sédiments originels ont été déposés à l'époque du

(1) L'ottrélite appartient à la catégorie des chloritoïdes, dite aussi des micas durs, alumino-silicates ferreux et magnésiens hydratés, de cristallisation lamellaire. L'ottrélite forme des lamelles d'un noir brillant, vertes par transparence ; elle est manganésifère. Polychroïque en lames minces dans les tons verts et vert jaunâtre. Les sections transversales s'éteignent entre 0° et 20° et montrent fréquemment des macles à plan d'association parallèle à la face d'aplatissement. Biréfringence élevée (1.740). Réfringence faible donnant, dans les plaques habituelles, des gris clairs teintés de la couleur propre de l'ottrélite. La biréfringence de certaines chloritoïdes peut atteindre 0,015.

Cambrien supérieur ou Salmien. En Ardennes encore, dans la région de Bastogne, le Dévonien lui-même est métamorphique et l'on y observe, entre autres roches, des *grès phylliteux grenatifères* chargés de matières charbonneuses (Pl. XXVIII, fig. 6). En France, on trouve à la base des assises de Revin des phyllades ottrélitifères.

Les ardoises elles-mêmes contiennent parfois de très petites ottrélites ou du moins des minéraux du groupe des chloritoïdes. Elles ont donc été métamorphisées et nous pouvons concevoir que ce métamorphisme, producteur de minéraux particuliers tels que ottrélites, grenats, tourmalines, a pu aider à la cristallisation de la séricite, minéral d'altération profonde qui se développerait dans des régions de l'écorce terrestre voisines des régions atteintes par un métamorphisme régional plus intense.

P. Termier a montré l'existence dans le Trias du massif de la Vanoise (Alpes) de schistes à chloritoïdes dont la matière est essentiellement faite de séricite et de chlorite, et qui sont à peu près semblables aux schistes ottrélitifères d'Ardenne. Des marbres phylliteux de même âge sont aussi à chloritoïde. Ces roches de la Vanoise ne sont pas bien loin des séries cristallophylliennes. D'ailleurs à l'île de Groix, parmi des roches franchement cristallophylliennes on observe des roches à chloritoïdes. Ainsi des types de cette nature apparaissent-ils comme les représentants d'un métamorphisme régional atténué.

REMARQUES SUR L'ORIGINE DES ROCHES CRISTALLOPHYLLIENNES

Nous avons montré que les roches cristallophylliennes résultent de l'action d'un métamorphisme, dit *régional*, sur des roches éruptives ou sédimentaires.

Les roches atteintes par le métamorphisme régional nous apparaissent aujourd'hui dans des parties de l'écorce terrestre qui ont été soulevées ; elles viennent de « régions profondes ». On voit très bien, lorsqu'on les trouve dans un complexe qui comprend en outre des roches non métamorphisées, qu'elles jalonnent des aires anticlinales.

Une question se pose immédiatement, et c'est de savoir si l'intensité du métamorphisme, mesuré par le changement subi par la roche primitive, est fonction de la profondeur à laquelle celle-ci fut enfouie.

Un complexe de nature silico-alumineuse, formé de roches telles que des schistes, susceptible par suite d'un métamorphisme intense de donner des gneiss (paragneiss), peut aussi fournir, après faible métamorphisme, des schistes à minéraux dans lesquels on pourra reconnaître encore les éléments des roches sédimentaires, comme il en est des schistes à ottrélite ou à grenat du Cambrien ardennais. Des roches éruptives de la famille des granites susceptibles, après métamorphisme intense, de donner ce que l'on a nommé des orthogneiss, produiront, sous l'influence d'un faible métamorphisme, des roches sériciteuses analogues à ce qu'on nommait jadis des *porphyroïdes* (1). Or il est de fait que dans un ensemble de terrains atteint de semblable manière, par le métamorphisme régional, les terrains peu métamorphisés sont situés au-dessus des terrains les plus métamorphisés, mais il n'est possible d'en vérifier le cas que si l'étude tectonique de la région permet de se rendre compte de la position relative des terrains avant métamorphisme et plissement. Il est d'ailleurs sous-entendu que les divers degrés de métamorphisme ne sont comparables qu'en tant qu'ils s'appliquent à des terrains originellement semblables.

Il a paru, d'autre part, à certains géologues que l'on pouvait, dans l'étude du métamorphisme régional, acquérir des données plus précises que celles qui viennent d'être exposées.

Grubenmann, à la suite d'une étude détaillée des « *schistes cristallins* » est amené à diviser en trois zones les régions où l'on peut observer le métamorphisme à tous les degrés : une zone inférieure où l'on trouve des roches dont le caractère grenu de la texture est le plus frappant ; une zone moyenne de caractère

(1) Le nom de *porphyroïde* a été donné à des roches porphyriques dans lesquelles on voit des phénocristaux de feldspath et le quartz baigner dans une pâte schisteuse. On a parfois tenu ces roches pour des sédiments primitivement schisteux dans lesquels un métamorphisme avait développé les cristaux de feldspath et de quartz. Il est aujourd'hui prouvé que, pour la plupart, ces roches proviennent de la transformation de roches éruptives, et que leur caractère schisteux est dû au développement secondaire de la séricite, orientée dans un certain sens à la suite des actions dynamiques subies par la roche originelle.

essentiellement schisteux, en ce sens que certains minéraux de néoformation, abondamment développés (micas, amphiboles) sont orientés dans une même direction générale, et où l'on ne voit pas de minéraux clastiques ; une zone supérieure, généralement phylliteuse, avec ou sans *minéraux de métamorphisme*, mais où l'on peut encore voir en partie les minéraux constitutifs des roches avant leur métamorphisme.

Par exemple, pour un groupe de roches caractérisées par l'abondance des silicates ferromagnésiens, l'éclogite sera le type de la zone inférieure, des amphibolites grenatifères ou des amphibolites à zoïsite se tiendront dans la zone moyenne, des schistes chloriteux avec épidote, glaucophane ou albite, dans la zone supérieure. Pour un groupe de roches riches en silicates acides alumineux, la zone inférieure sera représentée par des gneiss à cordiérite, grenat ou sillimanite, la zone moyenne par la série des micaschistes à minéraux (staurotide, disthène, grenat) et la zone supérieure par des roches phylliteuses séricitiques chargées de minéraux tels que grenat, ottrélite, staurotide, disthène.

On peut dire que, d'une manière générale, les faits donnent raison au principe d'une telle division des roches cristallophylliennes ; toutefois dans le détail il y a des exceptions. Ainsi trouvera-t-on souvent des éclogites associées très intimement à des amphibolites et passant à ces roches. Il faut aussi remarquer que des roches cristallophylliennes peuvent exister en certaines régions, accusant un métamorphisme originel intense, sans que nécessairement les séries de moindre métamorphisme se montrent.

On a cherché à expliquer les relations qui paraissent exister entre la texture des roches cristallophylliennes et la profondeur d'où elles sont issues par la différence d'action des divers types de pressions supportées par une certaine masse de matière. A de grandes profondeurs il y aurait prédominance des effets de la pression hydrostatique, et les pressions unilatérales qui pourraient se produire dans un sens ou dans l'autre n'auraient pas d'effets directs lors de la remise en mouvement des éléments constitutifs de la masse de matière considérée. Il n'en serait pas de même à des profondeurs moindres où les minéraux de néoformation s'orienteraient dans un certain sens par rapport à la direction des pressions unilatérales.

Il ne faut pas oublier d'autre part, dans l'explication du méta-

morphisme régional, l'action des éléments primitivement étrangers à la masse de matière en transformation, quelle que soit leur origine, et qui agissent sur elle, analogues ou identiques à ces éléments *actifs* dont nous avons fait l'hypothèse pour expliquer la formation de certains massifs éruptifs ; et c'est eux sans doute qui sont *la cause déterminante* du métamorphisme.

Il est assez remarquable que de toutes les combinaisons minéralogiques qui peuvent être élaborées par l'union des éléments de la roche primitive, avec ou sans le concours des éléments actifs, ce sont celles qui réalisent le plus petit volume moléculaire qui se produisent. Ainsi peut-on constater que les roches à grenat sont très fréquentes dans les terrains cristallophylliens tandis que des roches à olivine et anorthite y sont particulièrement rares bien que, cependant, les mêmes groupes de molécules, et dans les mêmes proportions, interviennent pour produire l'une ou l'autre combinaison ; mais le volume moléculaire de la première est plus faible que celui de la seconde.

		VOL. MOL.
Olivine.	$2MgO\ SiO^2$	43,9
Anorthite	$CaO\ Al^2O^3\ 2SiO^2$	101,1
	Total	145,0
Grenat.	$2MgO\ CaO\ Al^2O^3\ 3SiO^2$ . . .	121

Les mêmes remarques peuvent être faites sur les ensembles de minéraux qui caractérisent certaines roches tant éruptives que cristallophylliennes, et dont on peut encore déduire que les divers termes des terrains cristallophylliens sont caractérisés par des combinaisons moléculaires de petit volume par rapport aux variétés des roches éruptives de composition chimique correspondante. Grubenmann cite le cas d'une éclogite dont la composition chimique est identique à celle d'un gabbro, mais dont les volumes moléculaires sont représentés pour la première par 479,4 et pour la seconde par 550,4. De même certains gabbros, qui sont de la catégorie de ce qu'on a nommé des diabases, sont constitués de groupes d'éléments dont les volumes moléculaires sont inférieurs à ceux qui forment les prasinites, les compositions chimiques des roches envisagées étant identiques ou très voisines. Ainsi peut-on se rendre compte que, quelle que soit l'importance relative de la pression hydrostatique ou des pressions unilatérales qui s'appliquent à une certaine masse de matière en voie de cristallisation

ou de recristallisation, la valeur de ces pressions influencera la nature des combinaisons minéralogiques à produire, et peut-on comprendre d'autre part pourquoi des roches éruptives, sans nécessairement changer de composition chimique, deviennent parfois, lorsque le métamorphisme régional les atteint sous des pressions convenables, des complexes de minéraux qui caractérisent les terrains cristallophylliens.

Ce que nous venons de dire revient en partie à étendre aux roches cristallophylliennes la notion de types hétéromorphes que nous avons mise en relief dans l'étude des roches éruptives. Il n'y a d'ailleurs pas entre les problèmes qui se posent tant à propos de la plupart des roches éruptives de massifs qu'à propos des roches cristallophylliennes de différences d'aspect bien accentuées. Dans les deux cas il s'agit de masses de matières qui se transforment et dont il est très difficile, sinon impossible, de fixer l'origine. Qu'il y ait des *orthogneiss* et des *paragneiss*, cela ne paraît pas devoir faire de doute, mais cette notion de roches *ortho* et *para* n'a de valeur, à notre sens, qu'en tant qu'on l'applique à des roches considérées pendant une certaine phase de leur histoire et sans essayer de résoudre le problème de leurs origines premières.

Dire que des roches cristallophylliennes de compositions chimiques données proviennent nécessairement de la transformation de roches éruptives de même composition chimique, revient seulement à définir *les roches éruptives*. Par rapport à un paragneiss acide, un granite ne pose que le problème du magma à partir duquel il a cristallisé. P. Termier a fait l'hypothèse que le magma qui s'est formé est dû à la production, sous l'influence des éléments que nous avons dits *actifs* et aux dépens de la matière que nous avons dite *passive*, d'un certain mélange à point de fusion minimum. Ainsi pourrions-nous concevoir que des mélanges, dont les variétés seraient relativement limitées, peuvent se produire et fournir, après cristallisation, des roches que nous *classons* parmi « les roches éruptives ».

Sous l'influence des éléments actifs qui sont la cause déterminante du métamorphisme, et sous des pressions variées, les éléments des roches sont remis en mouvement, des cristallisations ou des recristallisations se produisent, des magmas se forment. Ces derniers n'obéissant lors de leur consolidation qu'aux effets de la pression hydrostatique forment les roches éruptives. Longtemps maintenus dans un état fluide, ils peuvent voyager dans

l'écorce terrestre sous l'influence des mouvements de cette dernière. Maintenus à de grandes profondeurs, sujets à des *différenciations* complexes, chargés de gaz, ils peuvent s'échapper par les fêlures de l'écorce et provoquer la formation des volcans. Les roches qui résultaient de leur consolidation dans les parties hautes de l'écorce terrestre, plus profondément enfouies lors des vicissitudes de celles-ci, peuvent encore sous l'influence du métamorphisme régional se trouver en état d'instabilité. Leurs éléments recristallisent, se groupant d'une certaine manière correspondante à la pression qu'ils supportent : aux dépens de la roche éruptive une roche cristallophyllienne d'*orthométamorphisme* s'est formée, qui ramenée vers les régions hautes de l'écorce pourra subsister; mais sa matière originelle n'était peut-être que celle d'un sédiment qui, dans des conditions très peu différentes, eut immédiatement fourni une roche de *paramétamorphisme* que nous ne saurions pas distinguer de la roche éruptive transformée.

La lithologie, en nous disant ces perpétuelles transformations des matériaux de l'écorce terrestre, nous enseigne que la connaissance que nous pouvons avoir de leur histoire est limitée; elle nous apprend à savoir ignorer, et c'est en cela, croyons-nous, que véritablement elle s'élève à la hauteur d'une science.

FIN.

INDEX ALPHABÉTIQUE

A

Actinote, 51, 52.
Adinoles : schistes métamorphysés par le contact immédiat de microgabbros (diabases).
Adulaire, 57.
Ægyrine, 49, 50.
Agaras, 285.
Albite, 60.
Albite de substitution, 162.
Albite libre, 162.
Albitisation des feldspaths, 69, 209.
Albitophyres, 191, 194.
Alcyonnaires, 277.
Algues enveloppantes, 285, 286, 287, 337.
Algues perforantes, 268, 282, 283, 285, 286, 342, 355.
Âlios : grès fait d'un sable aggloméré par matières organiques et limonite.
Allophane, 253.
Almandin, 75.
Alnoïte, 233.
Altérations des feldspaths, 69,
— des gabbros et diorites, 133, 477.
— des péridotides et pyroxénolites, 98.
— des roches de la famille des granites, 172.
— des syénites néphéliniques, 209.
Alvéolines, 268, 276.
Ammonites, 283.
Ampélites, 407.
Amphiboles, 50.
Amphibolites, 99, 464, 468, 472, 474, 475. 477.
Amphibolites à épidote, ou à zoïsite, 469, 485.
Amphibolites grenalifères, 468.
Amphigène, 70.
Andalousite, 76.
Andésine, 60.
Andésites, 84, 126, 127, 128, 182.
Andésites à augite, 127.
— à haüyne, 222, 225, 226, 227, 228.
— à hornblende, 127.
— à hypersthène, 127.
— à mica, 127.
Andésites augitiques, 127, 133.
— micacées, 127, 133.
— grises, 127.
— noires, 127.
— orthosiques, 194.
— péridotiques, 127, 133.
Anhydrite, 255.
Anhydrite (Roches d'), 426, 437, 438.
— (Substitution du gypse à l'), 439.
Ankaratrites, 237.
Ankérite, 253, 328.
Anomalina, 271, 273.
Anorthite, 60, 486.
Anorthoclase, 59.
Anorthose, 59.
Anorthosites, 112, 116, 221.
Anthracite, 443, 444, 445.
Antophyllite, 51, 469.
Apatite, 73.
Aplites, 92, 156, 160, 185.
Apophyses, 90.
Aragonite, 252.
Ardoises, 403.
Ardoises (Altérations des —), 419.
— (Constitution des —), 404.
— (Clivages des —), 405.
Arène, 172.
Arfvedsonite, 52, 53.
Argile, 253, 376.
Argile à silex, 309, 417.
— rouge des grands fonds, 323, 401.
Argiles, 396.
Argiles (Délit des —), 400.
Argiles à diatomées, 324.
— à délit schisteux, 403.
— à septarias, 400.
— bauxitiques, 413.
— bitumineuses, 324, 326.

— de décalcification, 417, 419.
— des Barbades et de Timor, 314, 323, 401.
Argiles plastiques, 396.
— (Concrétions des —), 396, 400.
Argiles résiduelles, 411, 417.
Argiles sapropéliques, 410.
Argiles vertes, 398.
Argileuses (matières —), 411, 412.
Argilolites, 171.
Argilophyres, 171.
Ariégites, 83, 97, 100, 110.
Arkoses, 295.
Arkoses grès, 296.
Arkoses quartzites, 296.
Assilines, 275.
Astrophyllite, 200.
Augites, 48, 50.
Augite ægyrinique, 49, 50.
Augitites, 108.
Augitites à olivine, 108.
— leucitiques, 235.
— néphéliniques, 235, 237.
Autopneumatolyse, 158.
Axinite, 75.

B

Bancs récifaux, 350.
Barkévicite, 52, 53.
Basaltes, 127, 129.
Basaltes à quartz, 130.
— demi-deuil, 129, 131.
— leucitiques, 235.
— néphéliniques, 234, 235, 236, 237, 238.
— mélilitiques, 234, 235, 236, 237.
Basanites, 225.
Bastite, 48.
Bauxites, 418.
Békinkinites, 87, 88, 233.
Bélemnites, 283.
Bérondrites, 221, 222.
Bief à silex, 417.
Biloculines, 276.
Biotite, 54, 253.
Bitownite, 60.
Bituminous coal, 443.
Black banks, 450.
Black shales, 409.
Blaviérite, 175.
Blue ground, 109.
Bog-heads, 409, 443, 445.
Bombes, 91.
— basaltiques, 132.
— en croûte de pain, 132, 197.
Boracite, 437.
Borolanite, 210, 215.
Brachiopodes calcaires, 281.
— phosphatés, 284.
Brèches sédimentaires, 304, 452.
— volcaniques, 109, 198.
— à débris de roches calcaires dans un ciment gréseux, 453.
— à débris de roches calcaires dans un ciment calcaire ou marneux, 454.
— à débris de roches siliceuses dans un ciment gréseux, 454.
— à débris de roches siliceuses ou silico-alumineuses dans un ciment calcaire, 456.
Brèches camptonitiques, 218.
Brèches de dolomitisation, 373.
— de friction, 459.
— de silex, 368, 371, 457.
— des calcaires lacustres, 387, 388, 389, 458.
— du Crétacé supérieur pyrénéen, 455.
— éocènes d'Urcuit, 453, 457.
Brèches grises (ou grandes brèches) du Viséen belge, 454, 457.
Brèches phosphatiques, 433.
Brèches rouges du Calcaire carbonifère, 456.
Brèches (Origine des —), 456.
Bronzite, 47.
Bronzitites, 97.
Bryozoaires, 279, 280, 281.

C

Caillou de Stonne, 304.
Calcaires, 328.
Calcaires ankéritiques, 328, 372, 376.
— argileux, 328, 376, 417.
— asphaltiques, 332, 338.
Calcaires à Alvéolines, 351, 352.
— à brucite, 183.
— à bryozoaires, 348.
— à Calpionelles, 367.
— à coralliaires, 346.
— à crinoïdes, 340.
— à Diplopores, 373.
— à Entroques, 347.
— à foraminifères, 342, 346, 351, 393.

— à foraminifères granuleux, 260, 353, 354, 369.
— à foraminifères hyalins, 355.
— à Fusulines, 352.
— à forstérite, 183.
— à Globigérines, 354, 355.
— à hydrozoaires, 350.
— à Lagenas, 260, 354, 357, 359, 360, 363.
— à Lithothamnium, 361.
— à Nummulites, 361.
— à Milioles (ou à Miliolidées), 340, 346, 351, 354.
— à minéraux, 100.
— à ostracodes, 346.
— à péridot, 183.
— à polypiers, 346.
— à radiolaires, 365, 393.
— à Rosalines, 354, 356, 357, 359, 363.
— à Rudistes, 343, 346.
— à spicules, 260, 363, 393.
— à silex, 393 (Cf. aussi calcaires siliceux).
— à silicates (ou silicatés), 472, 476.
Calcaires bitumineux, 385 (Cf. aussi calcaires asphaltiques).
— bréchiques, 364.
— (Consolidation des —), 392.
— construits, 346.
— coquillers, 340, 344, 345, 346.
— cristallins, 471.
Calcaires de Beauce, 389.
— de Brie, 389.
— de flagellates, 362.
Calcaires dolomitiques, 328, 371, 372, 471.
— glauconieux, 328, 380.
— granuleux, 330, 332, 334, 338, 343.
— graveleux, 286, 340, 341, 343, 369, 423, 424.
— grenus cristallins, 331, 334.
— gréseux, 301, 310.
— gréseux phosphatés, 372.
— lacustres, 386.
— lacustres à faciès bréchiques, 387, 388.
— lithographiques, 329, 332.
— marneux, 376.
— oolithiques, 286, 330, 334, 338, 341, 343, 424.
— pisolithiques, 330.
— phosphatiques, 328, 372, 381, 382.
— phylliteux, 328, 411, 472.
— récifaux, 346, 348.
— siliceux, 328, 362, 364, 368, 393.
— solfifères, 384.
Calcédoines, 251.
Calcédonite, 251.
Calcisphæra, 269, 354.
Calcite, 252.
Calpionelles, 366.
Camasite, 106.
Camptonites, 218, 222, 223, 224.
Cancellophycus, 284, 285.
Cannels-coals, 442, 445.
Cancrinite, 203.
Carapace calcaire et gypseuse des déserts, 391.
Carbonates, 252.
Carbonatés (Sédiments —), 328.
Carbonatées ferriques (Roches — des terrains houillers), 449.
Carbone fixe, 444.
Cargneules, 376.
Carnallite, 436.
Carnallite (Roches de —), 436, 437.
Cendres (éruptives), 91.
Cendres (des charbons), 444, 446.
Céphalopodes, 281, 283.
Chara, 263, 264.
Characées, 263.
Charbonneux (Sédiments —), 441.
Charbons (Composition des —), 444.
Charbons humiques, 442.
— sapropéliques, 442.
— sporopolliniques, 443.
Charnockites, 146.
Cheminées diamantifères, 109.
Cherts, 314, 315.
Cheveux hachés, 404.
Chlorites, 55, 254.
Chlorites des minerais de fer, 254, 425.
Chloritoschistes, 468, 476.
Chloromélanite, 470.
Chlorures (Roches de —), 434.
Chondres (des météorites), 106.
Chrome (des péridotites), 102.
Ciminites, 197.
Cinérites, 91.
Cipolins, 472, 476.
Clastiques (Minéraux), 249.
Clays, 403.
Coagulum charbonneux, 442.
— humique, 442.
— siliceux, 323.
Coals balls, 449.
Coccolithes, 263, 362.
Cœlentérés, 277, 279.

Coke, 444.
Comendites, 171.
Conglomérats, 290, 293, 305, 452.
Conglomérat de phtanites, 457.
Conglomérat (du grès vosgien), 290, 294.
Contacts des granites, 146.
— des microgranites, 165.
— des monzonites et des syénites, 181.
— des péridotites, 100.
— des syénites néphéliniques, 208.
Coquins, 431.
Coralliaires, 277.
Cordiérite, 73.
Corindon, 72.
Cornéennes, 125, 148, 150, 151, 208.
Cornuspira, 275.
Corsite, 111.
Coticule, 474, 482.
Cortlandites, 95.
Couches rouges (du Crétacé), 356, 358.
Coulées, 91.
Craie, 258, 359, 377, 380, 417.
Craie à Fissurines, 361.
Craie chloritée, 380.
Craigmontite, 221.
Crinoïdes, 279, 286.
Cristallinité des calcaires, 342.
Cristallophylliennes (Roches —), 461, 475.
Cristallophylliens (Terrains —), 476, 478,
Cristellaires, 274.
Crustacés, 279, 284.
Ctypéite, 338, 390.
Cuirasse ferrugineuse (des pays tropicaux), 414, 415.

D

Dacites, 84, 138.
Décalcification, 365, 417, 432.
— (Terres de —), 432.
Détritiques (Minéraux —), 249.
Dévitrification, 167, 168, 170, 193.
Diabases, 125, 131.
Diabases à noyaux, 134.
— à quartz, 125.
Diallage, 49.
Diallagites, 97, 108.
Diatomées, 258, 264.
— (Sédiments à —), 324, 382.
Différenciation, 117, 119, 243, 488.
Digestion, 119, 240, 243, 246.
Diopside, 48, 50.
Diopside ægyrinique, 49.
Diopsidites, 97, 108.
Diorites, 81, 110, 115, 116, 118, 121, 154, 181.
— (Gisement des —), 117, 121.
Diorites à cordiérite, 119.
Diorites monzonitiques, 154.
— orbiculaires, 111.
Diorites quartzifères, 81, 84, 126, 135, 136, 148.
Diplopores, 263.
Dipyre 77.
Discorbina, 270.
Discorbina canaliculata, 356.
Disthène, 76.
Distillation (Produits de la — des houilles), 445.
Dolomie ou dolomite (minéral), 253
Dolomies (roches), 328, 372, 375.
Dolomies caverneuses, 376.
Dolomitisation, 286, 371.
— des débris de coquilles, 371.
— du Calcaire carbonifère, 373, 374.
— (Origine de la —), 374.
Dômes, 91, 197.
Dômes péléens, 139, 215.
Dômites, 193, 197.
Dungannonites, 223.
Dunites, 94, 96, 99.
Dragées de Carlsbad, 338, 391.
Dykes, 91.

E

Echinides 279.
Echinodermes, 278, 284.
Eclogites, 109, 470, 472, 475, 485, 486.
Eléolite, 201.
Elvan, 105.
Endomorphisme, 152, 153, 155, 209.
Endothyra, 269.
Enstatite, 47.
Enveloppants (Organismes —), 285 (Cf. Algues enveloppantes).
Epidote, 70, 77.
Epidotites, 151, 470.
Ergeron, 308, 309.
Essexite (Cf Faciès essexitique).
Esterellite, 137.
Eucolite, 165.

Eudyalite, 200.
Euphotides, 111, 121.
Eurite, 165.
Exomorphisme, 151, 209.
Expérience de Fouqué et Michel-Lévy, 56, 83, 187, 216.

F

Faciès de variation, 120.
Faciès essexitique, 203, 207, 218, 222.
Faluns : amas meubles de coquilles.
Fasibitikites, 165.
Fasinites, 233.
Feldspathoïdes 70.
Feldspaths, 57.
Feldspaths (Détermination des —), 61 à 68.
— (Cristaux de — des calcaires), 332 337, 343, 379.
Fer météorique, 105.
— natif, 122, 130.
— nickélifère, 102.
Fer oligiste, 73, 291.
Fer oxydulé, 73.
Fer titané, 73.
Ferriques (Roches -), 423.
Figures de Widmanstaetten, 106.
Filons, 90, 92.
Filons (Roches de), 90.
Filons aplitiques des granites, 156.
Filons mélangés, 166.
Filons quartzeux, 467.
Fissurina, 272, 274, 360.
Flagellates, 263.
Fleckschiefer, 149.
Floridées, 263.
Foraminifères agglutinants, 265, 266.
— arénacés, 265, 266, 269.
— à test granuleux, 265, 266, 269, 287, 355.
— à test hyalin, 266, 267, 270.
— à test laiteux, 266, 267.
— imperforés, 266.
— perforés (poreux), 266.
— porcelanés, 266.
— (Transformations du test des —), 276.
Formations mylonitiques, 176.
Fucoïdes, 285.
Fumerolle, 157, 166, 242, 244.
Fumerolle hypersiliceuse, 206, 242.
— hyposiliceuse, 206, 242, 481.
Fusulines, 276.

G

Gabbros, 81, 83, 99, 110, 116, 118, 181, 183, 242, 476, 477, 486.
Gabbros à hypersthène, 111, 112, 116.
— à olivine, 111.
— saussuritisés, 134.
Gabbros (Gisement des —), 99, 117.
Gaizes, 252, 310, 311, 316, 379.
Galets des grès vosgiens, 292.
— de houille, 450.
Garniérite, 102.
Gastéropodes (ou gastropodes), 281, 283.
Gédrite, 51, 469.
Gemischte Gänge, 166.
Girvanella (ou Girvanelles), 288, 336.
Glaise : nom communément donné aux argiles plastiques.
Glaises vertes, 399.
Glauconie, 254, 261, 289.
Glaucophane, 52, 469.
Glaucophanites, 469, 472, 474, 475.
Globigerina, 273.
Globigerina bulloïdes, 271, 273.
Globigérines, 260, 271.
Gneiss, 461, 466, 472, 484.
Gneiss acides, 462, 475.
— à cordiérite, 462, 472, 485.
— à disthène, à épidote, à grenat, à tourmaline, 463, 485.
— à sillimanite, 462, 472, 485.
— à wernérites, 465, 472.
Gneiss amphiboliques, 464.
— glanduleux, 463.
— granitoïdes, 464, 475.
— grenus, 466.
— néphéliniques, 471, 472.
— œillés, 463, 477.
— plagioclasiques, 464, 465, 472, 475, 476.
— pyroxéniques (ou à pyroxènes), 464, 476.
Gneiss (Passage du granite au —), 476.
Gores, 402.
Granites, 6, 140, 183, 461.
Granites à ægyrine, 145.
— à amphibole, 86, 148, 154.
— à arfvedsonite, 145.
— à biotite, 121, 142, 154.
— à cordiérite, 142.
— à diopside, 146.
— à hornblende, 144.

— à hypersthène, 146.
— à lépidolite, 143.
— à muscovite, 143, 144.
— à riébeckite, 145, 155.
Granites laminés, 160, 174, 175.
— pegmatoïdes, 141.
— porphyroïdes, 141, 154.
— pourris, 412.
Granites (Altération en profondeur des —), 174.
— (Désagrégation des —), 173.
— (Enclaves des —), 152, 183.
— (Gisement des —), 146, 241.
— (Origine des —), 157.
— (Sericitisation des —), 175.
Granitites, 143.
Granodiorites, 136.
Granules calcaires, 286, 287.
Granulites, 143.
Granulites (des auteurs allemands), 463.
Granulosphères, 269.
Graveleuses (Roches ferriques —), 423.
Gravier à foraminifères, 361.
Grauwackes, 305, 315, 317.
Greisen, 144.
Grenatites, 151, 208.
Grenats, 75, 200, 486.
Grès, 290, 300, 306, 448.
Grès à Nummulites, 300, 306.
— à Orbitolines, 306.
— à Orthophragmines, 306.
— à spicules, 310, 316.
— à Truncatulines, 300, 306.
— à Woltzia, 290, 303.
Grès calcaires, 303.
— calcaréo-siliceux, 303.
— calcédonieux, 304.
Grès de Châtillon, 299, 300.
— de la Crèche, 299.
— de Fontainebleau, 298, 302.
— de Marlemont, 304.
— des Vosges (ou vosgien), 290.
— dolomitiques, 303.
— du Jurassique boulonnais, 299, 301.
— du Tertiaire parisien, 297.
— du Trias pyrénéen, 294.
Grès feldspathiques, 291.
— ferrugineux, 303.
— grossiers, 304, 305, 322.
— opalifères, 303.
— phosphatiques, 372.
— phylliteux grenatifères, 474.
Grès quartzites, 295, 298, 303.
Grès siliceux, 303.
Grossulaire (Grenat —), 75.
Grumeaux de calcaire, 329, 334.
Gypse, 256.
Gypse (Roches de —), 437.
Gypse de décomposition, 439.
— de dissolution, 438.
Gypse (Couches et amas de —), 439.
— (Substitution du — à l'anhydrite), 439.
Gypseux (Dépôts de pentes —), 438.
Gyroporelles, 263.

H

Halloysite, 253, 397.
Halobies, 283, 365.
Harzburgites, 94.
Haüyne, 71.
Haüynophyres, 234, 235, 237.
Hétéromorphes (Définition des types —), 83.
Hexactinellides, 262.
Hornblendes, 51, 52.
Hornblendites, 81, 94, 98.
Hornfels, 150.
Houilles, 442.
Houilles grasses, maigres, 444, 445.
Houille (Conditions de gisement de la —), 447.
Humiques (Composés —), 441.
— (Coagulum —), 442.
Humus, 441.
Hyalobasaltes, 129, 133.
Hydraires, 277, 278.
Hydrargillite, 414.
Hypérite : équivalent de norite.
Hypersthène, 47, 48.
Hypersthénites, 97.

I

Idocrase, 77.
Ijolites, 81, 88, 206, 218, 228, 229, 230, 231, 232, 234.
Ijolites (Gisement des —), 230, 231.
Ilménite, 73.
Imprégnations siliceuses des calcaires, 393.
Inclusions gazeuses des silex, 394.
Intrusives (Roches —), 91.
Inocérames (Prismes d'—), 280, 282.

Issite, 108.
Itabirite : quartzite auquel le développement du fer oligiste donne une structure schisteuse.
Itacolumite : grès quartzite micacé qui se débite en dalles flexibles.

J

Jacupirangites, 207, 229, 231, 232.
Jadéite, 470.

K

Kaïnite (Roches de —), 437.
Kaoliniques (Terres —), 411.
Kaolinite, 69, 77, 176, 253, 291, 397.
Kaolins, 77, 176.
Kélyphite, 469.
Kélyphitiques (Auréoles —), 468.
Kényite, 194.
Kératophyres, 194.
Kersantites, 126.
Kersanton, 126.
Kiesérite (Roches de —), 437.
Kimberlite, 109.
Kinzigite, 465.
Knotenglimmerschiefer, 150.
Knotenschiefer, 150.
Koswite, 97, 122.
Kuckersite, 386, 409.
Kugelminette, 186.
Kyschtymite, 112.

L

Labrador, 60.
Labradorites, 126.
Laccolites, 90, 91, 137, 139, 185.
Lagenas, 260, 273.
Lagena diffringens, 272, 273, 274, 360.
— *orbulinaria*, 272, 273, 274, 360.
— *spherica*, 272, 273, 274, 360.
— *gracillima*, 272.
Lahnporphyr, 194.
Laies de charbon, 447.
Lamelleuse Couche — des coquilles de lamellibranches), 282, 283.
Lamellibranches, 281, 282.
Lamello-prismatique (Couche — des coquilles de lamellibranches), 282.
Laminage des granites, 160, 174, 175.
Lamprophyres, 126, 186, 224.
Laovénite, 200.
Lapillis, 91.
Lapis lazuli, 71.
Latérites, 209, 414, 419.
Latérites ferrugineuses, 293, 414.
— gibbsitiques, 414, 415, 416.
— kaoliniques, 415.
— pisolithiques, 415, 416.
Latéritisation, 69, 414.
Latites, 190.
Laurdalites, 59, 202.
Laurvikites, 179, 184.
Lépidolite, 54.
Lépidomélane, 55, 200.
Leptynites, 463, 472.
Leptynites néphéliniques, 471.
Leptynolites, 150, 151.
Leucite, 70.
Leucitites, 234, 235, 237, 238.
Leucitites à mélilite, 235, 238.
— à olivine, 235, 238.
Leucitophyres, 213.
Leucitphonolites, 213.
Leucittéphrites, 214, 225.
Leucocrates (Roches —), 89.
Leucotéphrites, 225.
Leverriérite, 54.
Lherzolites, 95, 100.
Lignites, 441, 444, 445.
Limburgites, 96, 234, 235.
Liparites, 171.
Lithistidés, 262.
Lithophyllum, 263.
Lithophyses, 169.
Lithothamnium, 263.
Lœss, 308.
Loi de Hilt, 448.
Lumachelles, 340, 345.
Lujaurites, 202, 205.
Lutécite, 251.
Luxullianite, 144.
Lydiennes : nom appliqué communément à des roches siliceuses très dures, de couleur noire.

M

Macigno : grès argilo-micacé calcareux.
Magnétite, 73.
Mandeldiabas, 134.

Marialite, 77.
Mariupolites, 202.
Marbres, 329, 331, 348, 389, 472.
Marbres dolomitiques, 472.
— en plaquettes, 358.
— phylliteux, 483.
Marnes, 377.
Marnes à Globigérines, 314.
— à foraminifères, 379.
— à radiolaires, 379.
— à spongiaires, 379.
Marnes d'Oran, 325.
Marnes gypsifères, 437, 438.
— phosphatiques, 382.
Massifs, 92.
Massif (Roches de —), 89.
Matières volatiles des charbons, 444.
— (Variation des teneurs en —), 447, 448.
Méïonite, 77.
Mélanite (Grenat —), 75, 200.
Mélanocrates (Roches —), 89.
Mélaphyres, 131, 182.
Mélilite, 74.
Mélobésiées, 263, 264.
Melteigites, 229, 231, 232, 234.
Mésocrates (Roches —), 89.
Métamorphisme, 4, 100, 101, 125, 165, 166, 207, 481, 487.
Métamorphisme au contact des granites, 149, 150, 151.
Métamorphisme régional, 158, 481, 483.
Métamorphisme (Minéraux de —), 75.
Métasomatose, 134.
Météorites, 96, 104.
Meules, 311.
Meulières, 388, 389.
Miascites, 203, 205.
Mica, 53.
Micaschistes, 461, 465, 466, 467, 472, 475, 485.
Micaschistes feldspathiques, 462, 466.
Microcline, 59.
Microdiorites, 126.
Microdiorites quartzifères, 137.
Microfelsite, 161.
Microgabbros, 116, 124.
Microgranites, 159, 160, 161, 164.
Microgranulites, 165.
Microlite, 232.
Microlites, 93.
Micromonzonites, 185.
Micromonzonites quartzifères, 138.
Micropegmatite, 125, 160, 161, 169.
Microsyénites, 185.
Microsyénites à pseudoleucites, 210, 215.
Microsyénites néphéliniques, 210.
Microtine, 131.
Microtinites, 130, 195, 227.
Miliolidées, 268, 275.
Minerais de fer sédimentaires, 328, 426.
— oolithiques, 425 à 430.
Minettes, 186, 187, 192.
Minettes (Gisement des —), 188.
Missourites, 84, 237.
Mollusques, 281.
Mollusques lithophages, 289.
Monactinellides, 261.
Monchiquites, 222, 223, 224, 233.
Monoaxes (Spicules —), 261.
Monzonites, 81, 114, 177, 178, 181, 184, 207.
Monzonites à noséane, 203.
— leucitiques, 215, 227.
— néphéliniques, 88, 198, 203, 205.
— quartzifères, 136, 140, 177.
— (Gisement des —), 182.
Mur des couches de houille, 447, 448, 449.
Muschelkalk, 345.
Muscovite, 54, 253.
Mylonites, 175, 176, 459.

N

Napoléonite, 111.
Nassellariés, 259.
Necks, 239.
Néoschwagérines, 276
Néphéline, 70.
Néphéline (Roches cristallophylliennes à —), 471.
Néphélinites, 235, 236, 238.
Néphélinites à olivine, 235, 237, 238.
Névadites, 171.
Nickel des péridotites, 102.
Nitelia, 263.
Nitrates, 440.
Nodosaires, 274.
Nordmarkites, 121, 180, 184, 207.
Norites, 111, 146.
Norites à ilménite, 123.
— quartzifères, 146.
Noséane, 71.
Nummulites, 275, 280.

O

Obsidiennes, 168, 170, 171, 189.
Oligoclase, 60.
Olivine, 46, 486.
Omphazite, 470.
Oolithes calcaires, 302, 330, 333, 337, 338, 339, 390.
— chloriteuses, 254, 425
— phosphatiques, 255, 380, 381.
— du Calcaire carbonifère, 335.
Oolithiques (Roches ferriques —), 424.
Opale, 252, 316.
Ophite, 116, 124.
Orbitoïdes, 275.
Orbitolines, 269, 276, 307.
Ordanchites : andésites à haüyne orthosiques (Cf. : trachyandésites à haüyne).
Organismes calcaires et magnésiens, 262.
— phosphatés, 284.
— sans constituant minéral caractéristique, 284.
— siliceux, 258.
Orthoalbitophyres, 191, 194.
Orthogneiss, 480, 484, 487.
Orthométamorphisme, 481, 488.
Orthophragmines, 264, 275, 280.
Orthophyres, 194.
Orthose, 57.
Ostracodes, 279, 283, 286.
Ottrélite, 482.
Ouralitisation, 50, 133.
Outremer, 71.
Ouwarowite, 75.
Oxydes métalliques des gabbros et diorites, 122.

P

Païsanites, 164.
Pantellérites, 171.
Paragneiss, 480, 484, 487.
Paramétamorphisme, 480, 488.
Pechstein, 169.
Pegmatites, 92, 114, 141, 223, 467.
Pegmatites (Eléments de —), 156.
Pélites : se dit de roches imperméables ; argiles.
Pépérites, 236.
Péricline, 60.
Péridot, 46.
Péridotites, 81, 94, 95, 476.
Perforants (Organismes —), 285 ; Cf. : algues perforantes.
Perlites, 168, 170.
Petit-granite, 340, 347.
Pétrosilex : rhyolite ancienne faite comme la pâte d'un porphyre pétrosiliceux.
Phénocristaux, 92.
Phonolites, 192, 211, 212.
Phonolites à haüyne, 213, 214.
— à leucite (ou leucitiques), 212, 213, 214, 215, 217
— (Gisement des —), 215.
Phosphate de chaux, 255, 289.
Phosphates, 325.
Phosphates de décalcification, 432.
— des îles coralliennes, 384.
— des sables verts et argiles, 431.
— (Origine des gisements de —), 383.
— (Roches et dépôts de —), 431.
Phosphatés (organismes —), 284.
Phosphatisation des calcaires, 382.
Phosphorites, 431, 432.
Phtanites, 313, 315, 316, 319, 325.
Phtanites à radiolaires, 315, 316, 318, 319, 322.
Phtanites à radiolaires et graptolites, 408
Phtanites gréseux, 317.
Phyllades, 407.
Phyllites, 255.
Phyllites (Evolution des —), 378.
Phylliteuses (Origine des roches — sédimentaires), 420.
Picrites, 96, 108.
Pierre de Lérouville, 351.
Pila bibractensis, 443.
Pinite, 74.
Piperno, 193.
Pisolithes, 330.
Pisolithes ferrugineux, 418, 432.
Pitons, 215.
Plagioclasites, 112, 116, 181, 221.
Plagioclasites néphéliniques, 221.
Plancton à radiolaires, 321, 322.
Planorbulina, 270.
Platine des péridotites et pyroxénolites, 103.
Plessite, 106.
Pneumatolyse, 69, 158, 169.
Polyhalite (Roches de —), 437.
Ponce, 170.
Porodiscida, 259.
Porphyre à liebénérite, 209, 210.

— bleu des Romains, 137.
— pétrosiliceux, 171.
— rouge antique, 131.
— vert antique, 131.
Porphyrites, 126, 182, 198.
Porphyroïdes, 484.
Posidonies, 283.
Potasse (Gîtes dits de —), 434.
Poudingues, 294, 295, 300, 305, 452, 458.
Prasinites, 469, 472, 474, 476, 478, 486.
Prismatique (Couche — des coquilles de lamellibranches), 282, 283.
Productus, 286.
Protogine, 175
Psammites, 296, 448.
Psammosphères, 269.
Pseudoleucite, 210.
Puglianite, 83.
Pulaskite. 121, 180, 184, 207, 220.
Pulvinulina, 271.
Pulvinulina Marcellae, 271.
— *tricarinata*, 356.
Pyroclastiques (Roches dites —), 305.
Pyromérides, 168, 169, 171.
Pyroxène, 47.
Pyroxénites, 464, 470, 472, 475, 476, 477.
Pyroxénites à olivine, 471.
— feldspathiques, 208.
Pyroxénolites, 81, 94, 97, 99, 181.

Q

Quartz, 71.
Quartz clastique, 251.
— de néoformation, 251, 293.
— globulaire, 161, 168, 169.
— occulte, 130.
Quartzine, 251.
Quartziques (Sédiments —), 290.
Quartzites, 292, 294, 295, 297, 300, 303, 407, 467.
Quartzites micacés, 467.
Quartzophyllades, 407.
Quarz-diabas, 116, 125.
Quarz keratophyr, 163, 171.
Quarz-porphyr, 171, 182.
Quinqueloculines, 268, 276.

R

Radiolaires, 258, 260, 316.
Radiolaires (Sédiments et roches à —), 313, 314.
— (Transformations du squelette des —), 259, 317, 320.
Rapakivi, 141.
Récifs à Acervularia, 349.
— à Stromatoporides, 349.
— d'hydrozoaires, 349.
Reinschia australis, 443.
Rhabdolithes, 263, 362.
Rhombenporphyr, 186, 194, 202.
Rhynconelles, 281.
Rhyolites, 167, 168, 171, 182, 193.
— (Gisement des —), 171.
Riébeckite, 52, 53.
Roches cristallophylliennes, 4.
— éruptives, 4, 487.
— métamorphiques, 4.
— sédimentaires, 4.
— vertes, 124, 125, 134.
Rosalina, 273.
Rosalina Linnei, 273, 356, 357, 358, 360.
Rosalina Stuarti, 358.
Rosalines, 280
Rotalia, 271.
Rotalidées, 267, 269.
Rotalidées granuleuses, 268.
Rotalina, 273.
Rotalina Cayeuxi, 273.
Rotaline, 267.
Rubéfaction, 47, 134, 293.

S

Sable cristallisé, 291.
Sables des dunes, 307.
— de Fontainebleau, 297, 302.
— du Jurassique boulonnais, 298.
— du Tertiaire parisien, 297.
— glauconieux, 297.
— kaoliniques, 307.
— landéniens du Nord, 297.
— volcaniques, 314, 323.
Salins (Sédiments —), 434.
Sanidine, 58, 190.
Sanidinites, 195, 227.
Saprocolle, 442.
Sapropèle, 409, 442.
Sapropélites, 409.
Saussurite, 134.
Scapolite, 77.
Schistes, 403, 426, 448.
Schistes à chloritoïdes, 483.
— à Cypridines, 410.

— à glaucophane, 470.
— à minéraux, 475, 484, 485.
— à poissons, 410.
— à radiolaires, 410.
— à Stigmarias, 449.
— ampéliteux, 407.
— bitumineux, 408, 443.
— calcareux (ou calcarifères), 411.
— chloriteux à minéraux, 485.
— cristallins, 158, 461, 484.
— feldspathisés, 150.
— grenatifères (ou à grenats), 474, 482, 484.
— lustrés, 121, 480.
— micacés noduleux, 148, 149, 150.
— noduleux, 148, 149.
— oligistifères, 482.
— ottrélitifères (ou à ottrélite), 474, 482, 484.
— tachetés, 149.
— (Altération des —), 419.
— (Délit des —), 409.
Schistosité d'écrasement, 477.
Schreisbersite, 105.
Sébastianite, 83.
Ségrégations dans les basaltes, 130.
— dans les granites, 158.
Sel gemme, 255.
— (Roches de —), 434, 435, 436.
Sels de l'eau de mer, 436.
Sels de Stassfurt, 437.
Septarias, 400.
Séricite, 54, 69, 253.
Serpentine, 47.
Serpentines (roches), 98, 99, 471, 476.
Shales, 403.
Shonkinite, 180, 184.
Sidérite, 253.
Sidérolithiques (Dépôts —), 417, 432.
Sidérose, 253.
Silex, 315, 363, 367, 368, 369, 370.
Silex des calcaires lacustres, 388, 389.
Silice, 251, 289.
— anhydre, 251.
— hydratée, 251.
— (Evolution de la — des silex), 394.
— (Origine de la — des calcaires siliceux), 393.
— (Origine de la — des dépôts à diatomées), 326.
— (Origine de la — des phtanites), 320.
Siliceux (Sédiments —), 290.
Silicification des échinodermes, 370.
— des tests de mollusques, 369.
Silico-alumineux (Sédiments —), 396.
Sillimanite, 76.
Sills, 91, 129, 185, 195, 216, 237.
Siphonées, 263.
Sodalite, 71.
Sommaïtes, 227, 228, 237.
Sphærellariés, 259, 317.
Sphène, 74.
Sphérolites, 161, 168, 169, 170.
Spicules d'éponges, 260, 261, 262, 316.
— (Fossilisation des —), 261.
Spicules (Roches à —), 310, 312.
Spilites : sortes de diabases à noyaux.
Spinelles, 73.
Spinellites, 122.
Spirifer, 281, 286.
Spirophyton, 284.
Spongolites, 311.
Spumellariés, 259.
Sterrasters, 262.
Stigmarias, 448.
Stilpnosidérite, 415.
Sulfures des gabbros et diorites, 122.
Stylolithes, 312.
Syénites, 81, 162, 177, 178, 184.
Syénites à ægyrine, 231.
— à corindon, 181.
— à haüyne, 203, 205.
— à leucite, 203.
Syénites alcalines, 179, 204, 206, 223.
Syénites communes, 179.
Syénites (Gisement des —), 181.
Syénites néphéliniques, 81, 177, 184, 192, 198, 206, 207, 217, 218, 219, 231, 239.
Syénites néphéliniques à ægyrine, 201, 205.
— à arfvedsonite, 202.
— à augite, 202.
— à barkévicite, 202, 205.
— à lépidomélane, 203.
Syénites néphéliniques (Gisement des —), 204, 206.
Syénites leucitiques, 215.
Syénites micacées, 84, 179.
Syénites quartzifères, 177.
Sylvine, 255.
Sylvine (Roches de —), 437
Sylvinite : nom donné, en Alsace, au mélange naturel de sel gemme et de sylvine.

T

Tabulés, 277, 278.
Tachylites, 129.
Ténite, 106.
Talcschistes, 408.
Tasmanite, 443.
Téphrites, 224, 238.
Téphrites à olivine, 225.
Téphrites leucitiques, 224, 225, 228, 237.
— à haüyne, 225, 226.
— à olivine, 238.
Téphrites néphéliniques, 224, 226.
— à haüyne, 225.
— à olivine, 238
Terra rossa, 417.
Terrains cristallophylliens, 158.
Terres à diatomées, 324.
— à radiolaires, 313.
— d'infusoires, 325.
Terres rouges, 417.
Teschénites, 224.
Tétractinellides, 261
Textilaires, 267.
Textilaires granuleux, 268.
— à test agglutinant, 280.
Textilaria globifera, 270.
Textilaridées, 267.
Textilaridées à test granuleux, 267.
— à test hyalin, 270.
Texture aplitique, 92.
— cataclastique 176, 464, 477.
— chondritique, 106.
— diablastique, 469.
— fluidale, 93.
— glanduleuse, 463.
— granitoïde, 92.
— granoblastique, 462, 477.
— graphique, 92
— grenue, 92.
— intersertale, 93.
— microgrenue, 93.
— microlitique, 93.
— oolithique, 330.
— ophitique, 93.
— orthophyrique, 194.
— pegmatique, 92
— pisolithique, 330.
— pœcilitique, 109, 300, 301.
— porphyrique, 92.
— porphyroïde, 92.
— saccharoïde, 330.
— trachytique, 189, 192, 194.
Textures des calcaires 328.
Théralites, 81, 180, 184, 206, 207, 218, 219, 220, 222.
Thonschiefer, 404.
Thonstein (Cf. tonsteins).
Tinguaïtes, 210.
Tinguaïtes à leucite, 217.
Toît des couches de houille, 447, 448, 449.
Tonalites, 135, 148.
Tonsteins, 402.
Topaze, 75.
Toscanite, 194.
Tourmalines, 74.
Tourbe, 441, 444, 445.
Trachytes, 189, 191, 192, 197.
Trachytes à leucite, 213.
— des Drachenfels, 193.
Trachytes phonolitiques, 211, 213, 214, 215.
— (Gisement des —), 215.
Trachytes ponceux, 193.
— quartzifères, 193.
— vitreux, 192, 193.
Trachyandésites, 189, 190, 197.
Trachyandésites à haüyne, 226.
— à sodalite, 226.
— leucitiques, 226.
Trachyandésites et trachytes (Caractères chimiques des —), 195.
— (Enclaves des —), 195.
— (Gisement des —), 197.
Trachydolérites, 194.
Transformations minéralogiques dans les gabbros, 113.
Trapp : terme employé parfois actuellement pour désigner des roches volcaniques compactes de couleur foncée.
Travertins, 390,
Tridymite, 73.
Trilobites, 279.
Triloculine, 276.
Tripolis, 258, 325, 385.
Troïlite, 105.
Troctolites. 111.
Trancatulina, 270.
Trancatulina lobatula, 273, 306.
Tuffeaux, 394, 311.
Tufs calcaires, 390, 391.
— volcaniques, 305.
— gréseux, 305, 317.
— gréseux à radiolaires, 317.
Types hétéromorphes, 83, 88.

U

Urtite, 229, 231, 232.

V

Variolites, 129.
Verde di Corsica, 134.
Vérites, 129.
Vers arénicoles, 289, 302.
Vertébrés (Débris de squelettes des —), 284.
Villiaumite 200.
Virtuelle (Composition minéralogique — des roches), 82.
Vitrophyres, 171.
Vogésites, 186, 187.
— (Gisement des —), 188.
Volcaniques (Roches —), 91.
Volcans, 92.

W

Wehrlites, 95, 96.
Wernérites, 77.
Wollastonite, 77.

Z

Zéolites, 70.
Zircon, 73.
Zoanthaires, 277.
Zoïsite, 70, 77.

SORTI DES PRESSES DE
L'IMPRIMERIE BARNÉOUD
A LAVAL

A LA MÊME LIBRAIRIE

OUVRAGES DE M. A. DE LAPPARENT

Membre de l'Institut

LEÇONS DE GÉOGRAPHIE PHYSIQUE

TROISIÈME ÉDITION

Paris 1907. 1 vol. grand in-8° de 744 pages avec 203 figures dans le texte et une planche en couleurs . . . . . 14 fr. net

ABRÉGÉ DE GÉOLOGIE

NEUVIÈME ÉDITION

Paris 1920. 1 vol. in-18 de 438 pages avec 163 figures dans le texte et une carte géologique de la France en chromolithographie. 9 fr. 50 + 25 o/o

PRÉCIS DE MINÉRALOGIE

SEPTIÈME ÉDITION

1 vol. in-18 de 424 pages avec 335 figures dans le texte et une planche en chromolithographie . . . . . 12 fr. + 25 o/o

ANNALES DE PALÉONTOLOGIE

Publiées sous la direction de MARCELIN BOULE, Professeur de Paléontologie au Muséum d'histoire naturelle.

Abonnement annuel : France 50 fr. Etranger 60 fr.

A LA MÊME LIBRAIRIE

M. BOULE

Professeur au Muséum d'Histoire naturelle
Directeur de l'Institut de Paléontologie humaine

LES HOMMES FOSSILES

Eléments de Paléontologie humaine

DEUXIÈME ÉDITION

1 volume de 506 pages avec 248 figures

Broché **40** fr. net — Cartonné **45** fr. net

H. F. OSBORN

L'ORIGINE ET L'ÉVOLUTION DE LA VIE

Edition française avec préface et notes, par Félix SARTIAUX, 1 volume de 304 pages avec 126 figures . . . . . **25** fr. net

---

ANNALES DES SCIENCES NATURELLES

I. ***ZOOLOGIE***. Direction de E.-L. BOUVIER.
Abonnement : France **40** fr. — Etranger **40** fr.

II. ***BOTANIQUE***. Direction de M. J. COSTANTIN.
Abonnement : France **40** fr. — Etranger **40** fr.

LA NATURE

REVUE DES SCIENCES ET DE LEURS APPLICATIONS A L'ART ET A L'INDUSTRIE

Journal Hebdomadaire Illustré

France 1 an .	**40** fr.	Etranger 1 an .	**50** fr.
France 6 mois .	**20** fr.	Etranger 6 mois.	**25** fr.

LA NATURE intéresse ses lecteurs à la *Géologie et à la Physique du globe*, c'est ainsi que parmi les articles parus sur ce sujet en 1923 on peut citer :

Le Tremblement de terre du Japon (TROLLER) ; Les Gisements de pétrole d'Amérique (F. RIGAUD) ; Gros blocs quaternaires du port de Bonneuil (P. LEMOINE et TEILHARD DE CHARDIN) ; Les Combustibles minéraux indochinois (M. DEBEAUPUIS) ; La plus grande Caverne d'Europe (E.-A. MARTEL) ; Les Polypiers fossiles de la pointe du Ché, près la Rochelle (Jules WELSCH) ; Les Gemmes de Madagascar (Jacques BOYER), etc , etc.

Date Due

D 16 '38

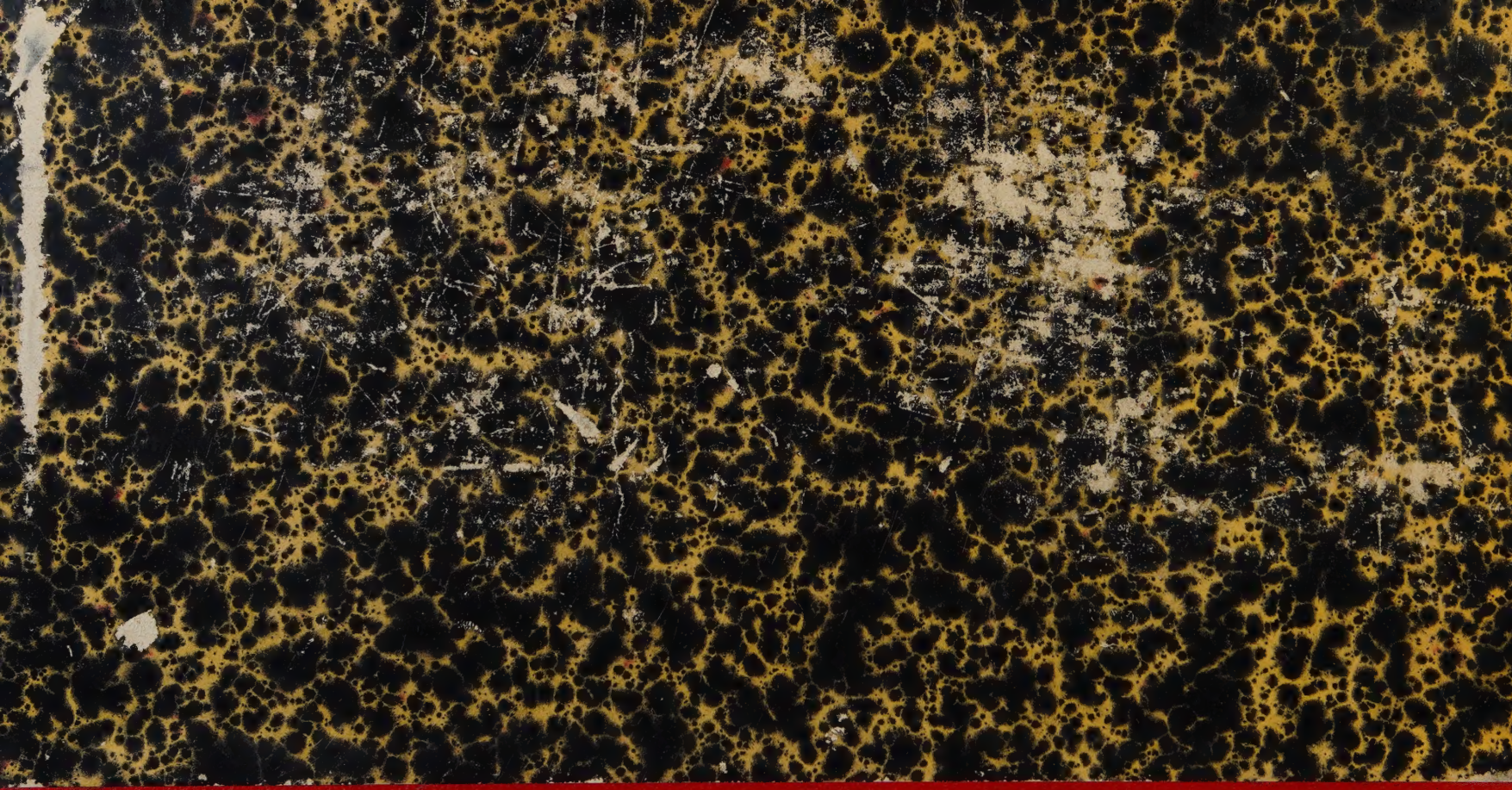
Thesis

552.L31

a39001 007051850b

97355

G. E. STECHERT & Co.,
Alfred Hafner



S0-ELG-588